

ENCYKLOPÆDIE

DER

NATURWISSENSCHAFTEN

HERAUSGEGEBEN

VON

PROF. DR. G. JÄGER, PROF. DR. A. KENNGOTT,
PROF. DR. LADENBURG, PROF. DR. VON OPPOLZER,
PROF. DR. SCHENK, GEH. SCHULRATH DR. SCHLÖMILCH,
PROF. DR. G. C. WITTSTEIN, PROF. DR. VON ZECH.

II. ABTHEILUNG.

I. THEIL:

HANDWÖRTERBUCH DER MINERALOGIE, GEOLOGIE UND PALÆONTOLOGIE

HERAUSGEGEBEN

VON

PROF. DR. A. KENNGOTT.

BRESLAU,
VERLAG VON EDUARD TREWENDT.
1882.

HANDWÖRTERBUCH

DER

MINERALOGIE,

GEOLOGIE

UND

PALÆONTOLOGIE

HERAUSGEGEBEN

VON

PROF. DR. A. KENNGOTT

UNTER MITWIRKUNG

VON

PROF. DR. VON LASAULX UND DR. F. ROLLE.

MIT HOLZSCHNITTEN UND LITHOGRAPHISCHEN TAFELN.

ERSTER BAND.

BRESLAU,

VERLAG VON EDUARD TREWENDT.

1882.

I



VORWORT.

Wenn der erste Theil der zweiten Abtheilung der »Encyklopaedie der Naturwissenschaften« drei Disciplinen, die Mineralogie, die Geologie und die Palaeontologie umfasst, so soll damit nicht ausgedrückt werden, dass diese drei naturwissenschaftlichen Disciplinen ein Ganzes bilden, welches in diese drei Theile zerfällt, wie man dies in früherer Zeit auffasste, sondern es wurden dieselben in einem Theile der Encyklopaedie zusammengestellt, weil sie als bestimmt getrennte Disciplinen einen inneren Zusammenhang haben. Dieser Zusammenhang hat wesentlich darin seinen Grund, dass die Mineralogie, welche als Wissenschaft neben die Botanik und Zoologie zu stellen ist, die Minerale als ihre zu behandelnden Objecte umfasst, wie die Botanik die Pflanzen und die Zoologie die Thiere, die Minerale unsere Erde zusammensetzen und die Mineralogie in dieser Beziehung die stofflich wichtige Grundlage der Geologie ist. Da jedoch in der Geologie die sedimentären Formationen nicht allein durch ihre relativen Lagerungsverhältnisse unterschieden werden, sondern die in ihnen vorkommenden Versteinerungen das Mittel zur genauen Unterscheidung derselben bieten und das Studium und die Kenntniss der Versteinerungen zugleich die Entwickelungsgeschichte der Erde begründet, so erschien es zweckmässig, auch die Palaeontologie der Mineralogie und Geologie (mit Einschluss der Petrographie und Geognosie) anzureihen und alle drei Wissenschaften in einem Theile zu behandeln.

Was die Bearbeitung dieses Theiles selbst betrifft, so haben sich die Verfasser der bezüglichen Artikel darin geeinigt, von einer strengen detaillirten lexikologischen Anordnung abzusehen, um nicht durch überaus zahlreiche Artikel den Stoff zu sehr zu zersplittern, wodurch das Verständniss sehr beeinträchtigt würde und Wiederholungen unvermeidlich wären. Sie zogen es demnach nach reiflicher Ueberlegung vor, den Inhalt der Mineralogie, Geologie und Palaeontologie in einer relativ geringen Anzahl von Artikeln zu behandeln, wonach jeder Artikel ein abgeschlossenes Ganzes bildet. Die in ihnen enthaltenen Einzelheiten, wie namentlich einzelne Minerale, Gesteinsarten und Versteinerungen können dann durch ein am Schlusse beigefügtes alphabetisches Register leicht aufgefunden werden.

Da aber die drei Disciplinen selbständige, wenn auch untereinander verwandte und zusammenhängende sind, so ist das, was für jede einzelne zur allgemeinen Orientirung dienlich anzugeben nothwendig erschien, von den einzelnen Verfassern am geeigneten Orte ausgesprochen. So enthält der Artikel »Arten der Minerale« in dem ersten Hefte die für die Mineralogie nöthigen allgemeinen Angaben. Ein eigener Artikel »Geologie« wird in diesem Sinne auch für diese die allgemeinen Erörterungen enthalten, nur ist vorläufig darüber zu bemerken, dass, wie schon oben hervorgehoben wurde, auch bezüglich der Geologie jeder Artikel als ein möglichst selbständiges Ganzes erscheinen soll, dass aber auch alle Artikel, in einer entsprechenden Reihenfolge gebracht, sich zu einer zusammenhängenden und systematischen Geologie zusammenfügen. Bezüglich der Palaeontologie enthält der erste Artikel dieses ersten Heftes »Allgemeine Einleitung in die Palaeontologie« das, was zur allgemeinen Orientirung über die nachfolgenden Artikel und über den Inhalt überhaupt nothwendig ist.

Die so in geringer Anzahl gegebenen Artikel sind alphabetisch angeordnet nach leitenden Gesichtspunkten, welche aus den Ueberschriften ersichtlich sind.

Die Verfasser haben es sich zur Aufgabe gestellt, den Inhalt der einzelnen Disciplinen entsprechend den bis jetzt gemachten Erfahrungen möglichst umfassend zur Darstellung zu bringen und dabei an dem von Anfang an ausgesprochenen Grundsatze festgehalten, dass die »Encyklopaedie der Naturwissenschaften« für jeden allgemein gebildeten Leser zur Belehrung dienen soll, um so die Resultate der Forschungen in den einzelnen Disciplinen auch in weiteren Kreisen zu verbreiten.

Zürich, im Februar 1882.

A. Kenngott.

Inhaltsverzeichniss.

Allgemeine Einleitung in die Palaeontologie

von

Dr. Friedrich Rolle.

Die Palaeontologie (vom griechischen *palaios* alt, *on onta* Wesen, *logos* Lehre) oder Petrefactenkunde (von Petrefact oder Petrification, Versteinerung) ist die Wissenschaft von den im Verlaufe der geologischen Epochen in Ablagerungen des Meeresbodens, der süssen Gewässer oder des Festlandes eingeschlossenen und bis auf unsere Tage erhaltenen Resten von Pflanzen und Thieren, welche ehedem die Meeresgewässer, die Binnenseen und Flüsse und die Oberfläche des Festlandes bewohnten und mehr oder minder von den Formen der heutigen Pflanzenwelt oder Flora und der heutigen Thierwelt oder Fauna abweichen, in den jüngsten Epochen aber meistens unmerklich in letztere verlaufen.

Fossilien (vom spätlateinischen *fossilis* vergraben, ausgegraben) oder Versteinerungen (*petrefacta*, Petrificationen) sind die aus den älteren geologischen Bodenabsätzen oder Gesteinen bis auf unsere Tage erhalten gebliebenen Pflanzen- und Thierreste der verschiedensten Art und des verschiedensten Erhaltungszustandes. Die Art der Erhaltung kann dabei — je nach der mineralischen Zusammensetzung, sowie auch nach der mehr oder minder weit gegangenen Umgestaltung der Form — für die Erkennbarkeit des naturgeschichtlichen Charakters und des feineren anatomischen Bau's des Fossils in den mannigfachsten Formen schwanken. Holzstämme finden wir in Braunkohle oder Steinkohle umgewandelt oder die organische Substanz ist durch Kalk, durch Kieselsäure oder Schwefelkies verdrängt. Conchylien sind meist verkalkt, auch wohl verkieselt. Häufig ist aber die Kalkschale ganz aufgelöst und nur der äussere Abdruck und der innere Ausguss (Steinkern, *nucleus*) noch erhalten. Ein Harz von Nadelhölzern der Tertiärepoche, der Bernstein (*succinum*) umschliesst Insekten und zarte Pflanzentheile in einer so vollständigen Erhaltung, als sei der Einschluss erst in allerneuester Zeit erfolgt. (Die Erhaltung beruht hier auf Abschluss von Luft, Wasser und Verwesung.)

Zu den Fossilien gehören endlich auch noch die mit Haut, Haar und Muskelfleisch in gefrornem Boden (sogen. ewigen Eis) Sibiriens erhaltenen Leichen erloschener Elephanten und Nashörner. Von einem an der Lena-Mündung (70° nördl. Breite) erhaltenen Elephanten oder Mammuth (*Elephas primigenius* Blum.) sammelte man noch über 15 Kilogr. Haare, kurzes Wollhaar gemischt mit langem steifem Grannenhaar. Mit seinem Fleische fütterten die Jakuten noch ihre Hunde. Auch diese in dem seit Jahrtausenden vereisten Boden Sibiriens erhaltenen Thierleichen sind noch als Fossilien zu betrachten und stammen von erloschenen Arten ab. Die Bezeichnung »Versteinerungen« ist freilich für sie nicht mehr zutreffend, denn sie sind keineswegs in Stein umgewandelt.

Je unvollständiger die Erhaltung der Pflanzen und Thiere älterer Epochen vor sich ging, je mehr die erhaltenen Theile derselben unter Einfluss von Verwesung und weiter fortschreitender chemischer und mechanischer Umbildung litten, desto geringer ist der Aufschluss, den die betreffenden Fossilien von Bau und Verrichtungen der Lebensformen geben, von denen sie abstammen, desto dürftiger ist ihr Werth für die allgemeine Geschichte des Lebens auf Erden.

Eine Menge von weichen Gewebetheilen von Pflanzen und Thieren sind zur fossilen Erhaltung so gut wie gar nicht geeignet. Weiches Zellgewebe *(Parenchym)* der Pflanzen, weiche Häute und Eingeweide der Thiere fallen rasch der Zersetzung anheim, Haut und Haare folgen ihnen in den meisten Fällen wenige Jahre später nach. Es ist auch kein Zweifel, dass in den älteren geologischen Epochen zahllose Pflanzen- und Thierarten im Wasser und auf dem Festlande gelebt haben, von denen sich, da ihre Gewebe nur aus weicher, leicht zerfliessender Materie bestanden, keine Spur erhalten hat. Dies gilt z. B. von den Nacktschnecken, den Milben, den meisten Seequallen, den Infusorien u. s. w. Viele Ordnungen der Pflanzen- und Thierwelt sind daher aus den älteren Epochen entweder gar nicht bekannt, oder es haben sich von ihnen nur in sehr spärlichen Fällen und unter der Gunst besonders geeigneter Erhaltungsbedingungen deutliche Reste oder auch nur dürftige, unerhebliche Andeutungen erhalten können.

Ein Beispiel geben die Milben, Spinnen, Fliegen u. s. w. Man kennt aus den sandigen, thonigen und kalkigen Ablagerungen der verschiedenen geologischen Epochen entweder keine Spur oder doch nur äusserst selten erkennbare Ueberbleibsel von solchen zarten und rasch der Zerstörung anheimfallenden Organismen. Sie haben zur Zeit dieser Ablagerungen sicher in grosser Zahl schon gelebt, sind aber wieder verschwunden, ohne Reste zu hinterlassen. Anders ist es schon in gewissen feinerdigen blättrigen Braunkohlenschichten (Blätterkohlen, Papierkohlen). Hier finden wir schon in günstigen Fällen einzelne Reste von Spinnen und Fliegen. Noch günstiger lagen die Bedingungen der Erhaltung im Bernstein und aus diesem kennen wir eine reichliche Fauna von Spinnen, Milben und Fliegen. Aber die Erhaltung der Insekten im Bernstein gehört nur einer einzigen von den zahlreichen Schichtengruppen an, welche die Reihenfolge der geologischen Bodenbildungen darstellen.

In zahlreichen anderen Fällen haben sich feste zur fossilen Erhaltung geeignete Körpertheile oder Umhüllungen, Gehäuse u. s. w. in mancherlei sandigen, thonigen oder kalkigen Ablagerungen in mannigfachen Formen und oft in zahllosen Exemplaren abgesetzt und forterhalten. Aber oft sind diese erhaltenen festen Theile von solcher Art, dass sie über Bau und Verrichtungen des ehemaligen Lebewesens nur kärgliche Aufschlüsse zu gewähren vermögen. Dies gilt namentlich von den Conchylien oder harten Gehäusen der Mollusken, die oft mächtige Lager in der Reihenfolge der geschichteten Formationen darstellen und überhaupt vorzugsweise in überraschender Mannigfaltigkeit der Formen, namentlich in Meeresabsätzen, fossil auftreten. Aber von der Organisation der Thiere, denen sie entstammen, vermögen sie im Allgemeinen nur geringe Auskunft zu gewähren und lassen viele Einzelnheiten des Baus derselben in Zweifel.

In anderen Fällen sind die zur fossilen Erhaltung geeigneten festen Theile der Organismen, namentlich das der grossen Mehrzahl der Wirbelthiere zukommende Knochenskelett und Gebiss zwar reich an bezeichnenden für Verfolgung von Bau und Verrichtungen wohlgeeigneten Merkmalen. Aber die dem besonderen geo-

logischen Vorkommen entsprechenden Erhaltungsbedingungen haben meist einen guten Theil dieses Vorzugs wieder aufgehoben, indem sie zu einer Zerstreuung der zusammengehörigen Theile führten. Wenige Skelette finden sich in vollständigem Zusammenhang, am häufigsten noch bei Fischen, viel seltener bei Reptilien und Säugethieren.

In der Regel finden sich Knochen und Zähne nur vereinzelt. Der eine Fund ergiebt einen Schädeltheil, ein anderer Rückgratstücke, ein dritter nur Bein- oder Fuss-Knochen. Von Walen kennt man oft nichts weiter als das Felsenbein *(os petrosum* oder *tympanicum)*, also den dichtesten Schädelknochen. Von Haifischen kennt man gewöhnlich nur zerstreute Zähne und Flossenstacheln (Ichthyodorulithen). Dann müssen die Untersuchungen der vereinzelten Stücke sich einander ergänzen. Allgemeine Grundsätze der vergleichenden Anatomie treten in Anwendung, um über die Zusammengehörigkeit der getrennten Fundstücke zu entscheiden. Und dabei sind oft Fehlgriffe nicht zu vermeiden, deren Nachwirkungen auf einen oder den anderen Theil der Wissenschaft sich zuweilen Jahrzehnte lang forterhalten, bis ein besserer Fund bessere Aufschlüsse bringt.

So gleichen die Zähne des pflanzenfressenden Iguanodon in dem Grade den Zähnen mancher grasfressenden Säugethiere, namentlich denen des Rhinoceros, dass der Meister in vergleichender Anatomie, Cuvier, die ersten ihm zu Gesicht gekommenen Iguanodon-Zähne für Rhinoceros-Zähne nahm. Aber bald stellten bessere Funde eine andere Herkunft heraus.

Eine andere Unvollständigkeit des geologischen Archivs beruht auf dem Gegensatz von Ocean und Festland, der vielleicht schon so alt ist, wie die erste Entstehung lebender Wesen und sich durch die ganze Reihe der Epochen fortzieht.

Während die grösste Masse der geologischen Formationen aus Meeresabsätzen mit mehr oder minder reichlichem Einschluss von Meeres-Algen und mancherlei Formen von Meeres-Thieren hervorging, treten Süsswasser-Absätze und Festland-Schichten gewöhnlich nur in dünnen Zwischenschichten auf. Sie erscheinen mit grösserer Mächtigkeit nur in der Steinkohlen-Formation, in der Wealden-Formation und in gewissen Theilen der Tertiärformation. Es findet das in der Jetztwelt noch seine Erklärung darin, dass Binnenseen und Torfmoore im Verhältniss zum Ocean nur einen sehr geringen Theil der Erdoberfläche einnehmen. Aehnlich wird auch das Verhältniss in den verschiedenen Perioden der Urwelt gewesen sein.

Wir kennen in Folge dieses Gegensatzes von Ocean und Festland bald nur die meerischen, bald auch mit Sicherheit nur die festländischen Absätze eines gewissen Theils einer geologischen Epoche. In der Regel herrschen die ersteren vor und oft haben wir daher reichliche Kenntniss von der ehemaligen Bevölkerung des Meeres, während aus der gleichen Epoche vom Festland und Süsswasser mit ihrer besonderen Flora und Fauna uns wenig oder gar nichts bekannt geworden ist.

Ueberhaupt ist im ganzen Bereiche der Palaeontologie der Betrag von dem, was wir wissen, noch gering gegen den Betrag dessen, was noch zu erforschen bleibt. Viele vorweltlichen Organismen gelangten nicht zur fossilen Erhaltung in Gesteinsablagerungen. Aber auch viele Ablagerungen wurden nachträglich wieder abgespült und noch andere sind uns durch spätere Auflagerungen entzogen oder liegen unter dem Ocean verborgen, der etwa ¾ der Oberfläche unseres Planeten einnimmt.

Die Palaeontologie stützt sich einerseits auf die Geologie in allen ihren

Verzweigungen, andererseits auf Botanik und Zoologie, auf Anatomie und Physiologie, auf Pflanzen- und Thiergeographie. Sie benützt alle diese Hilfswissenschaften bald mehr, bald minder eingehend, je nachdem die Art der fossilen Funde eine tiefere Forschung erlaubt oder erheischt. Sie wirkt aber in demselben Grade auch ergänzend und umgestaltend auf ihre Hilfswissenschaften wieder ein und verbindet überhaupt die sonst getrennten Doctrinen in erfolgreichster Weise. Damit wächst — trotz aller Lücken des geologischen Archivs — die Bedeutung der Palaeontologie für die Erkenntniss der Vorgänge und Gesetze der allgemeinen Lebewelt ins Unbegrenzte und Unabsehbare, wie es denn überhaupt eine häufige Erfahrung ist, dass die Verknüpfung benachbarter, aber bisher getrennt gebliebener Doctrinen die raschesten Fortschritte der Wissenschaft mit sich bringt.

Bei diesem weit verzweigten Zusammenhang der Palaeontologie mit allen den Bau und die Geschichte der Erde — den Bau, die Verrichtungen und den gegesammten Lebensgang der Pflanzen- und Thierbevölkerung unseres Planeten von ihrem ersten geologisch constatirten Anfang bis zum Stande der Dinge des heutigen Tages — behandelnden Fächern der Naturwissenschaft wächst denn auch die Aufgabe der Palaeontologie wieder nach allen den Richtungen, aus denen sie Unterstützung bezieht. Aber es wächst auch damit die Gefahr, mit der Deutung ihres mehr oder minder unvollständigen Materials die Grenzen der sicheren Schlussfolgerung zu überschreiten, z. B. Analogien mit Affinitäten zu verwechseln und daraufhin aus äusserlicher Aehnlichkeit zweier Erscheinungen eine innere Verwandtschaft zu statuiren, die schliesslich — mit wachsender besserer Erkenntniss — in anderen Regionen gefunden wird. Die Geschichte der Palaeontologie ist reich an solchen Fehlgriffen, aber auch reich an Ausmerzungen verfehlter Hypothesen.

Die erste Aufgabe der Palaeontologie ist demnach die Ermittelung der Reste ehemaliger Pflanzen- und Thierarten der verschiedenen geologischen Epochen, die Beziehung spärlich erhaltener Stücke des Pflanzen- und Thierkörpers auf das mehr oder minder erschliessbare in fossiler Erhaltung nicht vorliegende Ganze desselben, die Einbeziehung derselben in das System der heutigen Lebewelt und die Ergänzung dieses letzteren zur schliesslichen Gesammt-Umfassung aller von jeher vertreten gewesenen Formen des Lebens. Schon diese erste Aufgabe ist in ihrer Ganzheit unerreichbar. Aber auch schon der theilweise Fortschritt führt mit jedem neuen Anlauf zu mancherlei, bald hier bald da mächtig eingreifenden Erfolgen. Vieles in diesem fortschreitenden Gang verfällt nach besseren Funden früher oder später wieder der Ausmerzung und der Neubau leidet fortwährend durch die Ruinen kaum erst aufgeführter Bautheile. Glückliche neue Funde machen alsbald ganze Capitel unserer Lehrbücher zu veralteter Literatur.

Eine zweite Aufgabe der Palaeontologie ist die Ermittelung der Beziehungen der fossilen Pflanzen- und Thierreste zur geotektonischen und chronologischen Folge der im Meer, in Binnensee'n und auf dem Festland seit den ältesten geologischen Zeiten vor sich gegangenen Bodenabsätze — und die Einordnung der einen mit Hülfe der anderen in das chronologisch geordnete System der stratigraphischen Geologie, welche erstlich in besonderen Schichten besondere fossile Organismen aufzählt, und zweitens vereinzelt abgelagerte Schichten auf Grund von theilweiser oder vollständiger Uebereinstimmung ihrer Pflanzen- und Thierreste in den synchronistischen Verband einschaltet. Auch diese Aufgabe bietet mancherlei Klippen.

Eine Anzahl weit von einander abgelagerter Schichten können einer und derselben Epoche angehören und völlig gleichzeitiger Entstehung sein, aber unter sehr verschiedenen Bedingungen sich abgelagert haben und daher auch sehr verschiedene Pflanzen- und Thierreste beherbergen. Die eine Ablagerung kann im Meer, die andere in einem Süsswassersee, die dritte in einem festländischen Morast entstanden sein. Die Fossil-Einschlüsse weichen dann gewöhnlich sehr ab. Es wird dann oft schwer, ihre Gleichzeitigkeit darzuthun und öfter scheitert bei Dürftigkeit oder völligem Mangel der Fossil-Einschlüsse jede Bemühung. Aber der Fund von einem oder dem anderen Gehäuse einer Schneckenart — oder dem Gebiss eines Wirbelthieres — oder dem Holz oder Laubwerk derselben Landpflanzen-Vegetation in den räumlich getrennten und verschieden gearteten Ablagerungen genügt, die Gleichzeitigkeit darzulegen und den getrennten Ablagerungen die richtige Stelle im System des Ganzen anzuweisen. Die Versteinerungen spielen in dieser Hinsicht die Rolle der Münzen und Inschriften, die der Alterthumsforscher aus den Ruinen verschütteter Städte ausgräbt und zur Zeitbestimmung benutzt.

So erweist sich z. B. das sogenannte »ewige Eis« — richtiger der gefrorene Boden — des nördlichen Sibiriens als wesentlich gleichzeitig mit einem Theile des Lehms oder Lösses von Mittel-Europa auf Grund des gemeinsamen Vorkommens des sibirischen Mammuths *(Elephas primigenius* Blum.) und des sibirischen Nashorns *(Rhinoceros tichorhinus* Cuv.). Die Reste derselben im deutschen Löss sind aber mürb und stark zersetzt, während das Eis Sibiriens darin noch die organische Substanz, bisweilen auch Haut und Haar conservirt hat.

Aus der Aufeinanderfolge der geologischen Schichtenreihe und der in dieser aufbewahrten mit der Schichtenablagerung gleichzeitigen Pflanzen- und Thierreste erwächst ferner der Palaeontologie die Aufgabe einer Geschichtsschreibung des organischen Lebens auf Erden von der Ablagerung der ältesten fossilführenden Schichten an bis zur Schwelle des geschichtlichen Zeitalters.

Die Faunen und Floren der geologischen Reihen bilden mit diesen zusammen chronologische Reihen mit gewissen Verschiedenheiten und gewissen Uebereinstimmungen, die zusammen eine stetig fortlaufende Umbildung und vielfach auch eine höher ansteigende Ausbildung der Lebensformen ergeben. Damit machen sich Stammbäume und mannigfache Verzweigungen geltend.

So fehlen den Ablagerungen der ältesten geologischen Epochen noch alle und jede Vertreter des Wirbelthierreichs. Dann erscheinen die ersten Fische. Bald folgen auch Amphibien und Reptilien. Erst später — spärlich und zerstreut — treten auch die ersten Funde von Vögeln und Säugethieren auf, dann aber folgen beide letzteren Klassen und zwar besonders von den unteren Tertiärschichten an in reichlicher Fülle der Familien, Gattungen und Arten, bisweilen auch der Individuen. Zuletzt erscheint auch der Mensch — die am höchsten organisirte Form des Lebens, aber offenbar auch als Abzweigung aus einem älteren Stammbaum.

Das Wirbelthierreich ergiebt also im Verlaufe der geologischen Epochen eine Reihenfolge von zunehmender Organisationshöhe. Dieselbe Erscheinung zeigt sich auch bald mehr bald minder auffällig in manchen anderen Verzweigungen der Pflanzen- und Thierwelt. Gewöhnlich ändern in den Stufen der Reihenfolge die Arten rasch ab. Die Gattungen reichen öfter durch mehrere Epochen, eine Brachiopoden-Gattung, *Lingula*, reicht vielleicht selbst von der ältesten fossilführenden Schichte im cambrischen System ununterbrochen bis in die Meere der

Jetztwelt. Das Alles sind wohlausgeprägte Erscheinungen, die eine angemessene Erklärung erheischen.

Der Palaeontologie erwächst damit die Aufgabe, die chronologische Folge, in welcher Klassen und Ordnungen, Familien, Gattungen und Arten der Pflanzen- und Thierwelt im Verlaufe der geologischen Epochen hervortauchen, in allen Einzelheiten zu verfolgen — Ursachen und Wirkungen in dieser chronologischen Reihenfolge der Lebensformen zu ergründen — und die Lücken des geologisch-palaeontologischen Archivs nach allgemein gültigen Grundsätzen theoretisch zu überbrücken.

Auch diese Aufgabe ist — angesichts der mangelhaften Erhaltung der urweltlichen Pflanzen- und Thierformen und der oft um so mangelhafteren Ermittelung der Lebensbedingungen, unter denen sie gediehen und der Lebensverrichtungen, mittelst deren sie ihr Dasein erkämpften und ihre Fortpflanzung bewerkstelligten — in ihrer Gesammtheit unerreichbar. Aber auch schon der bis dahin erreichte Betrag ergiebt die reichlichsten Aufschlüsse für die Erkenntniss des Zusammenhanges der Lebensformen auf Erden von dem einfachsten einer fossilen Erhaltung nicht fähigen Lebewesen an bis hinauf zum Menschen und von dem geologisch ältesten Funde von Organismen bis zum Beginn der geschichtlichen Epoche.

Für die chronologische Aufeinanderfolge vieler Verzweigungen der Lebewelt ist ein Entwicklungsgang erweisbar, welcher den verschiedenen Stufen der individuellen Entwicklung entspricht, den noch heute eine Thierform desselben Zweiges vom Ei bis zur Reife durchläuft.

Hiermit tritt die geologische Entwicklungsgeschichte einer Lebensform mit der individuellen der heutigen Vertreter derselben in Parallele und die Embryologie wird damit zu einem wichtigen Ausgangspunkte der vergleichenden Palaeontologie.

Systematik und Entwicklungsgeschichte der lebenden Pflanzen- und Thierwelt ergeben uns bereits Reihenfolgen vom einfacheren und ursprünglicheren zu einem zusammengesetzteren Bau und einer reichlicheren Ausstattung, die von jeher in die Augen gefallen sind.

Es kann dabei auch kein Zweifel sein, dass das Einfachere wirklich das Ursprünglichere ist, das Zusammengesetztere und reichlicher organisirte, — die höhere Organisation — erst aus ihm hervorgeht und auch von jeher aus unvollkommnerer die vollkommnere Stufe hervorging. Die Entwicklungsgeschichte der höheren, d. h. reichlicher zusammengesetzten und höher organisirten Lebewesen wiederholt fortwährend — und unter unsern Augen, — diesen aufsteigenden Gang. Sie zeigt uns, dass die Nachkommen eines Lebewesens unter Continuität der materiellen Grundlage nicht nur dieselben Kräfte und Organe forterben, sondern dass sich auch in einer für jede Art feststehenden Stufenfolge die besonderen dem vollkommneren Bau und den vollkommneren Lebensverrichtungen entsprechenden Organe ausbilden.

Dieser in bestimmten Stufen aufsteigende Entwicklungsgang des Einzelwesens ist aber offenbar nichts Anderes als ein Nachklang der innerhalb der geologischen Epochen vor sich gegangenen Entwicklungsfolge vom einfacheren und ursprünglichen zum zusammengesetzteren und höher ausgebildeten Bau. Es ist ferner auch aus zahlreichen Thatsachen zu entnehmen, dass sich in den aufeinanderfolgenden Entwicklungszuständen der heute lebenden Einzelwesen im Allgemeinen die im Verlaufe der geologischen Epochen vor sich gegangenen Entwicklungsstufen der älteren Vorfahren, mit denen sie die Continuität der materiellen Grund-

lage verknüpft, wiederholen und mehr oder minder bestimmt wieder erkennen lassen. In manchen Fällen ist dies aus fossilen Funden treffend zu belegen.

So durchläuft bei den Wirbelthieren die Ausbildung der Wirbelsäule eine Reihenfolge, die einerseits im Entwicklungsgang des einzelnen Thieres vom Ei zur Reife sich verfolgen lässt, andrerseits in der geologischen Folge der fossil gefundenen Gattungen und Familien bald hier bald da deutlich hervortritt.

Bei allen höheren Wirbelthieren und beim Menschen ist in einer der frühesten Embryonal-Stufen die Körperachse noch durch einen einfachen vorn und hinten zugespitzten Knorpelstrang, die *chorda dorsalis*, vertreten, wie dies bei den niedersten Wirbelthieren zeitlebens der Fall ist (z. B. bei *Amphioxus* und *Myxine)*. Um diese knorpelige Achse bildet sich erst später bei den höheren Wirbelthieren die gegliederte Wirbelsäule und diese tritt nur stufenweise in Verknöcherung, wobei die *chorda* mehr oder minder verdrängt und umgebildet wird. So ist auch die Wirbelsäule der ältesten fossil auftretenden Wirbelthiere entweder noch knorpelig oder erst unvollkommen verknöchert. An fossilen Skeletten vertritt hier ihre Stelle meist ein leerer Raum.

Eine Reihenfolge in der Ausbildung der Wirbelsäule ist häufig bei fossilen Formen zu verfolgen.

Sie ist z. B. bei den Krokodiliern vom Lias bis zur Jetztwelt ausgesprochen.

Die älteste Familie derselben, in Lias und Jura verbreitet, sind die *Amphicoeli (Mystriosaurus, Teleosaurus)* mit biconcaver oder amphicoeler Wirbelbildung, wie sie bei den Fischen und den fischartigen Amphibien herrscht und wie sie der Embryo der heutigen höher organisirten Krokodile vorübergehend noch durchläuft.

Aber in der Kreide-Formation beginnt die höher stehende Familie der *Crocodilii procoeli* oder *prosthocoeli*, deren Wirbel wie die der Säugethiere an der Vorderseite concav, an der Hinterseite convex sind. Dahin gehören die heute noch lebenden Gattungen der Krokodile, während die Amphicoelier längst ausgestorben sind. Es erscheint hier also eine genealogische Reihe in der geologischen Aufeinanderfolge.

Unter den fossilen Formen der Pflanzen- und Thierwelt, namentlich in den älteren Formationen findet man zahlreiche Collectiv-Typen *(generalized forms)* d. h. Formen, welche in ihrem Bau Charaktere zeigen, die bei den Verwandten in den späteren Formationen und in der heutigen Lebewelt nicht wieder vereinigt auftreten, sondern in dieser nur noch für engere Gruppen bezeichnend sind.

Ein bekanntes Beispiel eines Collectiv-Typus sind die thecodonten Lacertilien des permischen Systems, namentlich der sehr vollständig überlieferte in mehreren Skeletten erhaltene *Protorosaurus Speneri* MEY. des Kupferschiefers von Thüringen.

Es ist ein nach Art der echten Eidechsen, namentlich der Monitoren beschupptes Reptil. Aber die Rückgratbildung und die Bezahnung weicht von der der Monitoren und aller übrigen heute noch lebenden wahren Eidechsen ab. Die Wirbel der Protorosauren sind noch biconcav wie die der Fische und der fischartigen Amphibien. Die Kiefern aber führen in Alveolen eingekeilte Zähne, wie sie heute bei Eidechsen nicht mehr, wohl aber bei Krokodilen vorkommen. Man schliesst daraus, dass die thecodonten Lacertilien des permischen Systems erstens in entlegener Linie von Fischen abstammen und zweitens, dass die Nachkommenschaft der älteren Formen sich in zwei heute scharf getrennte Ordnungen — Eidechsen und Krokodile — gesondert hat.

Diese Collectiv-Typen lassen sich embryonalen Stufen höherer Typen vergleichen. Sie sind noch allgemeinere Ausdrücke einer gewissen organischen Form, Vorläufer von mehr oder weniger auseinandertretenden, erst später folgenden specialisirten Typen. Auch die Form der Embryonen ist anfangs genereller Art und specificirt sich weiterhin mit wachsender Ausbildung und erst mit der Reife folgt die am genauesten specificirte Form. So ist das menschliche Ei wesentlich dem aller anderen Säugethiere gleich. In den späteren Entwicklungsstufen des menschlichen Embryos treten erst die genaueren Charaktere der Ordnung und der Art auf. Im dritten Monat unterscheidet sich der menschliche Embryo noch nicht merklich von dem der nächst verwandten Affen. Erst im vierten oder fünften Monat seines Alters hat der Mensch die mit den Affen gemeinsame Embryonalstufe zurückgelegt und überwunden.

Dies alles ergiebt bedeutsame Parallelen für die richtige Erfassung der geologisch-palaeontologischen Entwickelungsgeschichte der gesammten Lebewelt.

Auch das geistige Leben auf Erden hat in der Reihenfolge der geologischen Formationen zugenommen, wie das Grössen-Verhältniss des Gehirns, des Hauptträgers der Geistesverrichtungen der Thierwelt erkennen lässt.

Die Reptilien, die bis zum Schluss der Kreide-Epoche an Mannigfaltigkeit der Formen und an Körpergrösse die unbestrittene Hegemonie behaupten, stehen in relativer Grösse und besonderer Ausbildung des Gehirns den Säugethieren nach, die erst später vereinzelt auf dem geologischen Schauplatz hervortreten und — soviel bis jetzt bekannt — erst mit Beginn der Tertiär-Epoche — als Nachfolger der Reptilien die Hegemonie antreten.

Auch unter den Säugethieren giebt sich ein ähnliches Verhältniss kund. Die Beutelthiere (*Marsupialia*, Didelphen), die in spärlichen Resten kleinerer Arten schon für die Zeit der Ablagerung des Keuper- oder Lias-Bonebeds und die ganze jurassische Epoche nachgewiesen sind, stellen noch in ihren heute lebenden Gattungen und Arten eine Abtheilung mit unvollkommenerer Ausbildung des Gehirns dar, als die placentalen Säugethiere oder Monodelphen, die vom Beginn der Tertiär-Epoche an nach Formen-Mannigfaltigkeit und Körpergrösse die Hauptrolle spielen. Erst spät — zu Anfang der pleistocänen Epoche oder bald darnach — folgt in Europa und zwar vermuthlich als Einwandrer aus Asien oder Afrika der Mensch mit der höchsten Ausbildung (Verschiedentlichung und Vervollkommnung) des Gehirns und des auf dieses gegründeten Geisteslebens.

Während so die übereinander abgelagerten fossilführenden Schichten der geologischen Formationen uns stufenweise die Aufeinanderfolge zusammengesetzterer, höher organisirter Lebewesen des Pflanzen und Thierreichs erkennen lassen, sind wir berechtigt, in ihnen auch die successiven Stufen der Entwicklung des organischen Lebens unter steter Continuität der materiellen Grundlage anzunehmen. Die Palaeontologie würde dann, wenn ihr Archiv vollständig wäre, den Stammbaum der organischen Formen des Lebens in allen seinen Verzweigungen ergeben. Ihr Archiv ist aber keineswegs vollständig und wird es auch nie werden. Es lässt uns namentlich über den ersten Ursprung des organischen Lebens im Dunkeln und wir können dies nur durch die Annahme ergänzen, dass die ursprünglichsten Formen des Lebens weiche, leicht zersetzbare und zu fossiler Erhaltung nicht geeignete, zudem mikroskopisch kleine Organismen waren. Aber auch auf dem günstigsten Felde geologischer Erhaltung lässt unser Archiv die mannigfachsten Lücken bald in Bezug auf einzelne Organe urweltlicher Lebensformen, bald für ganze Gesellschaften von Pflanzen und Thieren, die

unzweifelhaft die Erdoberfläche bewohnten, aber in den bis auf unsere Zeit erhaltenen Ablagerungen nicht vertreten erscheinen.

Die Palaeontologie muss daher, um ihr Gebäude zu ergänzen, immer wieder auf die Systematik und Entwicklungsgeschichte der lebenden Pflanzen- und Thierwelt zurückgreifen und ist daher auch nicht im Stande sich jemals von Hypothesen ganz unabhängig zu machen.

Ein anderes wichtiges Feld der Forschung eröffnet sich der Palaeontologie mit der Einbeziehung der Pflanzen- und Thier-Geographie der heutigen Zeit und der älteren geologischen Epochen einerseits, — des vielfach wiederholten Wechsels der Gestaltung von Meer und Festland und der gleichzeitigen fortschreitenden Abkühlung des Erdkörpers andrerseits.

Die Geologie zeigt uns, wie im Laufe der geologischen Epochen Meeresgebiet und Festland häufig gewechselt hat, bald in sanften und häufigen Oscillationen, deren Betrag wir zuweilen örtlich noch zu ermitteln im Stande sind, bald in heftigen Gegensätzen, deren näheren Verlauf wir überhaupt noch nicht ermessen können.

Meerische Tiefseebildungen, wie der Dachsteinkalk der Alpen, stellen jetzt steile Rücken und Gipfel des Hochgebirges dar. Andrerseits ziehen sich an der Küste von England und Frankreich Morastbildungen mit Wurzelstöcken von Waldbäumen — das Forest-Bed der Engländer mit den sogen. untermeerischen Waldungen — weit unter dem heutigen Spiegel der Nordsee hinab und das Netz des Fischers bringt daraus nicht selten Schädel und Gebeine des Ur und seiner Zeitgenossen vom Meeresboden herauf.

So hat Meer und Festland mannigfach im Laufe der geologischen Epochen um den bleibenden Meeresspiegel geschwankt und die heutige Continental-Gestaltung ist nur die Summe einer grossen Reihe von Umgestaltungen, deren Einzelheiten erst wenig ermittelt sind und die noch lange die Forscher beschäftigen werden.

Hebungen und Senkungen des scheinbar festen und unerschütterlichen Erdbodens sind noch jetzt dem Meeresstrand entlang an zahlreichen Stellen in allmählichem Verlaufe zu beobachten und haben offenbar von jeher auf Erden gewechselt. Sie haben ihren Einfluss auf die Pflanzen- und Thierwelt von Festland und Meer in mannigfacher Weise geäussert und die Untersuchung dieser Verläufe fällt theilweise in das Gebiet der Palaeontologie.

Es ist dabei als sicher zu nehmen, dass während aller Hebungen und Senkungen, welche der starre Felsboden erlitt, der Ocean seinen in geringen Maassen fortwährend schwankenden, im grossen Durchschnitt aber in gleicher Höhe verharrenden Spiegel fortbehauptete und dass sein heutiger Stand einen festen Pegel für Abmessung aller der Schwankungen abgiebt, die auf dem Meeresboden und auf dem Festland vor sich gingen. So ist für den Geologen das Meer eine feste unveränderliche Schicht, der starre Felsboden des Festlandes aber ein bewegliches Element, das in allmählichem Verlaufe und für die Dauer vieler Jahrtausende bald auf, bald ab steigt.

Mächtige Schichtenfolgen von Kalkstein, Mergel, Schieferthon und Sandstein, welche hohe Gebirge zusammensetzen, in den Alpen 8000 und 10000 Fuss Meereshöhe erreichen, im Himalaya noch höher ansteigen, verkünden durch ihre Einschlüsse von Ueberresten ehemaliger Meeresbewohner und namentlich Meeres-Conchylien — die Ablagerung aus früheren Meeresbecken und die nachmalige Emportreibung des Meeresbodens zu hohen Gebirgsmassen — wahrscheinlich in

Folge der allmählichen Abkühlung und Zusammenziehung der Erdrinde, die sich besonders in Falten-Aufwürfen, aber auch wohl in Einsenkung langer und breiter Prismen des Erdkörpers äusserte.

Im Hügellande sind diese Anzeichen mannigfachen Wechsels von Untertauchung einer und derselben Gegend unter den Meeresspiegel und nachmaliger Emporhebung über dessen Niveau noch viel reichlicher und Wechsellagerungen von Meeresabsätzen mit Schichten, die in Morästen und Süsswassersee'n des Festlandgebiets entstanden, eine allgemein verbreitete Erscheinung.

Mit dem Verfolgen der über einander gelagerten — bald aus dem Meer, bald auf continentalem Boden abgesetzten — Schichten des heutigen Festlandgebiets sehen wir sowohl in Meeres- als in Süsswasser-Absätzen ältere Pflanzen- und Thierarten verschwinden, neue Arten auftreten, bald vereinzelt, bald in grossen Gesellschaften. Dabei nähert sich mehr und mehr der Charakter der Pflanzen- und Thierwelt jener des heutigen Tages und von einer gewissen Grenze an erscheinen auf europäischem — in ähnlicher Weise auf amerikanischem — Boden auch die Säugethierarten des Festlandes, die das betreffende Continental-Gebiet noch heute bewohnen.

Offenbar sind diese in einer neuen Bodenablagerung zum ersten Mal im geologischen Archiv auftauchenden Ankömmlinge keine neuen Erzeugnisse aus unbelebter Materie, keine neu erschaffenen Wesen — sondern eher Einwanderer aus anderen Gegenden der Erdoberfläche, in denen sie sich aus anderen aber nahe verwandten Arten hervorbildeten. Und vielfach mögen sie aus alten Festlandgebieten stammen, die seither wieder unter den Meeresspiegel eingesunken sind.

Mit dem Wechsel in der Vertheilung von Festland und Meer, der allmählichen Abkühlung der Erdrinde und der entsprechenden Verschiedentlichung der örtlichen Klimate hat also auch ein mannigfacher Wechsel in der Pflanzen- und Thierbevölkerung stattgefunden und es erwächst damit für die Palaeontologie die schwierige Aufgabe, zu unterscheiden, welcher Betrag in der Aenderung der Lebewelt auf Rechnung der äusseren Einflüsse innerhalb eines gegebenen Gebiets zu setzen ist und was davon auf Einwanderung einer fremden Flora und Fauna auf neu eröffneten Verbindungswegen — z. B. neu aufgetauchten Isthmen — beruhen mag.

Australien bietet ein Beispiel des ersteren Falles. Dieser Continent ist seit langer Zeit — vielleicht seit der Jura-, vielleicht seit der Kreide-Epoche — von allen andern Festländern getrennt geblieben. Seine Säugethier-Fauna besteht — ausser zugeflogenen Chiropteren — nur aus weiter fortgebildeten Abkömmlingen einer Beutelthier-Fauna, die in der Jura-Epoche Europa und Nord-Amerika, vielleicht überhaupt alle Continente jenes Zeitalters bevölkerte.

Mit dem Wechsel der Gestaltung von Festland und Meer, hat aber gleichzeitig in anderen Festland- und Inselgebieten auch das Verbreitungsgebiet der Pflanzen- und Thierwelt sich zu wiederholten Malen geändert und jede solche Veränderung machte sich auch zugleich in Eröffnung neuer Einwanderungen und in mehr oder minder tief eingreifender Umgestaltung der Lebensbedingungen geltend.

Festländer wurden durch Senkungen in Inselgebiete getrennt, Inselgebiete durch spätere Hebungen wieder mit anderen Festlandgebieten zusammengefügt. Damit war der Anstoss zu mancherlei Wanderungen und weiteren Umgestaltungen der Landthierfauna gegeben.

In grossem Massstabe tritt dies namentlich in der Land-Fauna von Amerika hervor.

Nord-Amerika zeigt von der älteren Tertiär-Epoche an eine Landthierbevölkerung von einem cirkumpolaren Charakter, der einen damaligen Festlandverband von Europa, Asien und Nord-Amerika verkündet. So erscheinen schon in den älteren oder eocänen Tertiärschichten von Nord-Amerika Hufthiere, Raubthiere u. s. w. die denen der gleichzeitigen Tertiärbevölkerung von Europa sehr nahe stehen, z. Th. dieselben Gattungen erkennen lassen.

Noch ausgeprägter tritt dies Verhältniss in der späteren Zeit der Vereisung des Nordpolargebietes hervor. Ein oft genanntes Beispiel ist der Fund des amerikanischen Moschusochsen, *musc-ox (Bos moschatus* LIN.) auf dem Kreuzberg bei Berlin, dem seither andere Funde derselben Art bei London und in Frankreich folgten. Der *musc-ox* bewohnt heute nur noch den äussersten Norden von Nord-Amerika, so weit überhaupt nur die Vegetation noch Nahrung für Heerden grosser Vierfüsser bietet.

Aber in beiläufig derselben Epoche tritt eine ganz anders geartete Landthierbevölkerung, in welcher Edentaten, reich an Gattungen, Arten und Individuen vertreten sind, in Süd-Amerika in den Vordergrund und ihre Abkömmlinge sind noch heute bezeichnend für die Lebewelt dieses Gebietes. Sie erfüllen namentlich in reichlicher Menge die sogen. Pampas-Thone von Buenos Ayres und Paraguay.

Man hat darnach angenommen, zweierlei Thierbevölkerungen, die eine von arktischer und die andere von antarktischer Herkunft sandten in Amerika damals weithin ihre Ausläufer vor. Sie traten in Berührung, schoben einander ihren Vortrab entgegen. Riesige Edentaten, — wie *Megatherium* und *Mylodon* — wanderten aus dem antarktischen Gebiet bis Mexiko und ins südliche Unionsgebiet ein. Mastodonten der europäisch-asiatischen Fauna drangen gleichzeitig aus dem Norden bis in die Anden und in die Pampas-Ebene von Süd-Amerika vor.

Seitdem sind viele der aus den entgegengesetzten Polar-Regionen vorgeschobenen Einwanderer wieder erloschen, aber noch behauptet sich ein namhafter Rest der beiden Faunen im ehemaligen Gebiete der Mischung und Durchdringung arktischer und antarktischer Abkömmlinge. Noch erkennt man in der heutigen Fauna Süd-Amerika's Abkömmlinge der Einwanderung aus der alten Welt und vielleicht auch in den südlichen Unionsstaaten und in Mexiko vereinzelte Nachkommen antarktischer Einwanderung.

So stand die Deutung noch vor wenigen Jahren. Seitdem haben die Entdeckungen der amerikanischen Geologen in den Tertiärschichten beiderseits der Rocky Mountains zu ganz anderen Annahmen geführt. MARSH lernt uns aus den mittleren Tertiärschichten des Westens neue Edentaten-Gattungen, die Moropiden, kennen und leitet von ihnen die späteren z. Th. riesenhaften Edentaten des Unionsgebiets und Süd-Amerika's ab.

Damit ist eine neue und ganz andere Grundlage zur Erklärung des Sachverhalts gegeben. Das nordamerikanische Festlandgebiet erscheint jetzt als der Ausgangspunkt der Edentaten-Fauna, die man bis dahin als Einwanderer aus einer unbekannten antarktischen Region ansah. Die heutigen Edentaten Süd-Amerika's sind darnach Abkömmlinge von Einwanderern aus Nord-Amerika.

Aber noch ist die Frage nicht spruchreif. Zu ihrer schliesslichen Entscheidung bedarf es noch besserer Kenntniss der fossilen Säugethier-Vorkommnisse in den älteren und mittleren Tertiärschichten Süd-Amerika's — vor der Eröffnung der Landbrücke von Panama, die gegen Ende der Pliocän-Epoche angenommen wird,

Aus dem heute vollständig vereisten Festland des Südpols wird man wohl nie dahin einschlägliche Aufschlüsse erhalten.

Mit der wechselnden Vertheilung von Festland und Meer im Laufe der unmessbar langen Zeiträume, welche die verschiedenen übereinander gelagerten Schichten der Gebirge mit ihren zahlreichen Einschlüssen vorweltlicher Meeres-, Süsswasser- und Festlandbewohner verkünden, — aber mehr ahnen als berechnen lassen — hat auch eine allmähliche Abkühlung der Erdrinde und schliesslich eine wachsende Verschiedentlichung der örtlichen Klimate stattgefunden. Die Abkühlung begann an den Polen und rückte von diesen aus den äquatorialen Regionen näher. Diese Aenderung der Klimate in den höheren und mittleren Breiten hat offenbar auf die Gestaltung der Pflanzen- und Thierwelt, namentlich auf die der Flora und Fauna des Festlands einen tiefgehenden Einfluss geäussert. Arktische und antarktische Pflanzen und Thiere folgten soweit als die Bahn der Wanderung ihnen frei war, dem sich verschiebenden kühleren Klima. Vor ihnen zog sich eine ältere Flora und Fauna näher dem Aequator oder starb aus, wo ihr kein Ausweg gegeben war. Andere Floren und Faunen wanderten ihnen nach. Um den Aequator aber sammelten sich die fortlebenden Reste der verschiedenen Lebewelten höherer Breiten, wie auf gemeinsamer Zufluchtsstätte.

Schon Buffon lehrte in seinem Werke »Die Epochen der Natur« (1780) das in früheren Epochen allgemeine Vorkommen einer üppigen tropischen Pflanzen- und Thierbevölkerung in allen Theilen der Erdoberfläche und ihre nachmalige Einengung durch die fortschreitende polare Abkühlung unseres Planeten. Die einem heissen Klima entsprechenden Pflanzen- und Thierformen verloren sich zuerst in den Polargegenden. Etwas später noch lebten sie in mittleren Breiten und sie erscheinen nunmehr bei dem gegenwärtig zonenweise abgestuften Klima der Erdkugel auf die Aequatorial-Zone beschränkt. Diese Hypothese von Buffon ist durch den neueren Entwickelungsgang der Geologie und Palaeontologie auf das Mannigfachste bestätigt worden. Es ist sicher, dass eine Menge von Pflanzen- und Thierformen im Verlauf der polaren Erkaltung gegen den Aequator hin vorgeschoben wurden und nur hier noch ihr Dasein fristen, z. B. um einen der auffallendsten Fälle zu nennen, die beiden Tapir-Arten, der des heissen Süd-Amerika und der von Sumatra und Malakka. Noch zu Ende der Tertiärepoche bewohnte der Tapir das mittlere und südliche Europa und die entsprechenden Breiten von Nord-Amerika. Es ist wenig gewagt, die Schlussfolgerung anzufügen, dass der Tapir beiläufig gegen die Mitte der Tertiärepoche ein Bewohner der arktischen Regionen gewesen sein muss und seither sowohl in Amerika als in Asien gegen den Aequator zu wanderte.

Die Einzelheiten dieses sehr zusammengesetzten Vorgangs beschäftigen die Geologen und Palaeontologen aller Länder in unausgesetzter Weise. Die arktische Seite liefert neuerdings reichliche Aufschlüsse. Die antarktische Flora und Fauna bietet noch meist Räthsel und das Südpol-Gebiet wird wohl kaum je einen Einblick gewähren. Nur allmählich und unter zunehmender Verknüpfung vereinzelter Ermittelungen rückt die Wissenschaft der Lösung der vielen Räthsel näher, welche der Wechsel von Festland und Meer, die Veränderung der Klimate, die Ausbildung und mannigfache Wanderung der Festlandbevölkerung noch darbieten.

Neue Funde werfen ihr Licht auf ganze Reihen bereits bekannter, aber erst dürftig verknüpfter Thatsachen und das letzte entscheidende Wort wird gleichwohl wieder auf fernere Zeiten, künftige Funde und festere Deutung hinausgeschoben.

Zu ihrem letzten und alle Räthsel umfassenden Schluss aber wird die Geologie und Palaeontologie allein darum schon nicht kommen, weil drei Viertel des Schauplatzes der vorweltlichen Begebenheiten das unerbittliche Meer überdeckt und der geologischen Forschung vorenthält.

Dafür eröffnen sich gelegentlich neue erfolgreiche Bahnen der Forschung und werfen ihr Licht in einer zuvor ungeahnten Weise auf neue Gebiete der Wissenschaft.

In den letzten Jahrzehnten hat namentlich die Untersuchung der Tiefsee-Bildungen und die Ermittelung ihrer Entstehung aus theils schwimmenden, theils im tiefen Meeresgrunde lebenden Organismen unerwartet reiche Ergebnisse geliefert und der Einfluss dieser neuen Aufschlüsse auf die Umgestaltung der Geologie und Palaeontologie ist noch nicht ganz abzusehen.

Um das Jahr 1868 beschrieb Huxley seinen *Bathybius* als eine die Tiefen aller Oceane zu drei Viertel der Erdoberfläche umspannende teppichartig verfilzte Anhäufung von nieder organisirten schleimigen hüllenlosen Lebewesen.

Von ihm gingen fortwährend neue Kalkbildungen aus, welche mächtige Lager von kalkigem Schlamm auf dem Meeresboden erzeugen. Der *Bathybius* lagerte auch schon in den älteren geologischen Formationen ausgedehnte Kalkbildungen ab, wie namentlich den Dachsteinkalk der Alpen und die weisse Kreide. Von ihm schien überhaupt der grösste Theil aller Meereskalk-Gebilde sämmtlicher geologischer Epochen ausgegangen zu sein.

Aber schon 1875 ist mit der Weltumseglung des »Challenger« der ungeheuerliche Meeresbewohner- und Kalklager-Erzeuger Bathybius wieder von der Tagesordnung der Wissenschaft verschwunden Der Bathybius existirt nicht in jener Gestalt. Dafür ergab sich mit besserer Beobachtung der Vorgänge in scheinbar unergründlicher Meerestiefe der Oceane ein fortwährender und unausgesetzter »Regen« *(sit venia verbo)* — ein beständiges Niedersinken fester und schleimiger organischer Stoffe, namentlich kalkiger Theile, von theils pflanzlicher theils thierischer Abkunft. Dieser erzeugt auf $\frac{3}{4}$ des Erdumfangs den kalkigen Tiefseeschlamm voll mikroskopischer Reste. Er hat auch den Dachsteinkalk und die weisse Kreide und viele andere Kalklager älterer Epochen abgesetzt.

Und mit ihm ergiebt sich eine Continuität der oceanischen Schichtenablagerung, von der man früher keine Ahnung hatte. Viele Theile des Oceans scheinen jetzt — einmal gebildet — für immer Ocean geblieben zu sein. Zum Neuesten gehört namentlich die Entdeckung, dass die feinsten geformten Bestandtheile, die Kokkolithen des Tiefseeschlamms (Ehrenbergs Krystalloide der weissen Kreide) kalkige Abscheidungen aus Meeres-Algen sind. Dadurch sind die Meeres-Algen, denen man bisher diese Rolle anzuweisen keinen Anlass gehabt hatte, mit einem Male in die Reihe der am ausgedehntesten wirkenden Agentien der Bodenbildung getreten und wirken in dieser Weise über $\frac{3}{4}$ der oceanischen Erdoberfläche ununterbrochen fort.

Mit dieser Continuität durch vielleicht alle geologischen Epochen — mindestens vom Dachsteinkalk an — ergab sich ferner die Fortdauer jurassischer und cretaceischer Typen, die man als längst erloschen betrachtete, in den kalten finsteren Regionen von 10000—15000 Fuss Meerestiefe. Was man aus der Kreide-Formation in unseren Gebirgen fossil in grosser Häufigkeit kannte und nach unvollständiger Kenntniss des Meeresgrundes längst ausgestorben wähnte, taucht mit der Sonde des Seefahrers plötzlich und in wenig veränderter Gestalt als lebendes Wesen wieder auf. So die erloschen geglaubten Ananchytiden der Kreide-Epoche in

wenig veränderten Abkömmlingen, welche die bisher der Forschung unzugänglich gewesenen Tiefen des Oceans bewohnen und jetzt einen neuen Faden der Continuität des organischen Lebens ergeben.

Dazu kommen selbst specifische Identitäten. Eine Anzahl Organismen aus grösseren Meerestiefen sind entschieden dieselben Arten, die man aus älteren geologischen Formationen bereits fossil kannte. So leben in den oceanischen Tiefen noch Arten von Foraminiferen, die schon in der Kreideformation fossil auftreten, Arten von Sternkorallen und Schnecken, die man bis dahin nur aus Tertiär-Ablagerungen kannte.

Der Einfluss dieser ganz neuen Entdeckungen auf die demnächstige Umgestaltung der Geologie und Palaeontologie ist zur Zeit noch nicht nach seinem vollen Betrage abzusehen. Mit der wachsenden Kenntniss der mannigfachen Vorgänge in den heutigen grössten Meerestiefen wird sich auch wieder das Bedürfniss einer entsprechenden Umgestaltung in den anstossenden Fächern der Geologie und Palaeontologie herausstellen — und mancher alte Plunder, der längst das Heimathrecht erworben zu haben schien, wieder ausgeräumt, manche bisher unangefochtene Anschauungsweise geändert werden müssen.

Amphibien

von

Dr. Friedrich Rolle.

Die Amphibien oder Lurche und die Reptilien oder Schleicher, zusammen Linnés Klasse *Amphibia* darstellend, begreifen zwei in manchen Charakteren nahe verwandte, aber in anderen, namentlich anatomischen und physiologischen (embryologischen) Charakteren weit auseinander gehende Klassen, von denen die Lurche sich noch nahe an die Lurchfische oder Doppelathmer *(Dipneusta)* und durch diese in entfernterer Linie an die Fische, nämlich an die Selachier anknüpfen. Die Reptilien stehen nach ihrer Organisation im ausgereiften Zustande und nach ihrer Entwicklungsgeschichte schon um eine beträchtliche Stufe höher, knüpfen nicht an die Fische, sondern eher an die fischförmigen Amphibien an und sind andrerseits besonders den Vögeln verwandt, kommen in einzelnen Stücken auch den Säugethieren schon etwas nahe. Jedenfalls stellen sie eine höhere Form mit ausgesprochnerem Land- und Luftleben dar, gleichviel, ob man eine oder zwei Klassen annimmt.

Die geologische Geschichte beider Klassen zeigt, dass beide auch schon in sehr früher Zeit aus einander gingen und in wohl geschiedenen Formenreihen durch die verschiedenen geologischen Epochen nebeneinander verliefen. Diese fossilen Vertreter lassen sich auch meistens mit grosser Bestimmtheit einer der beiden Klassen zuweisen. Nur die der Abzweigung der älteren Reptilien aus den dem Amphibien-Stamm angehörigen Formen können noch Zweifel zulassen, welcher Seite man sie zuzutheilen habe, wie dies auch sonst in der Lebewelt bei vermittelnden Gliedern auseinander gehender Abtheilungen vorkommt.

Das Haupt-Kriterium in diesem Gebiet ist die Athmung und zwar sowohl bei jüngeren Entwickelungsstufen als bei erwachsenen Thieren. Die echten Fische athmen zeitlebens nur durch Kiemen, sie entwickeln ihre Schwimmblase noch nicht zum Organ der Luftathmung. Zeitlebens durch Kiemen und durch Lungen zugleich — d. h. je nach dem Aufenthalt abwechselnd — athmen die

Lurchfische oder Doppelathmer *(Dipneusta)* und die fischartigen Lurche *(Amphibia ichthyoidea)* wie der *Proteus* oder *Hypochthon* der Krainer Höhlen. Andere Amphibien athmen in der Jugend — in dem mehr oder minder lang dauernden Larvenzustand — noch durch Kiemen, verlieren sie aber später mehr oder minder und athmen dann nur noch durch Lungen. So die Tritonen, Salamander, Frösche und Kröten, wahrscheinlich auch die Cäcilien. Dagegen sind alle Reptilien von ihrer Geburt an bereits echte Lungenathmer.

Wäre der Unterschied zwischen Amphibien und Reptilien auf die verschiedene Athmungsweise begrenzt geblieben, so würde es mit der Eintheilung der fossilen Reste aus beiden Klassen misslich stehen, denn weder Kiemen noch Lungen sind fossiler Erhaltung fähig und nur ausnahmsweise — bei *Archegosaurus* — sind verknöcherte Kiemenbogen erhalten. Aber mit der Ablösung der Kiemen- durch Lungen-Athmung und dem entschiedenen Eintritt in das Land- und Luftleben stellen sich noch mannigfache andre Kriterien in den festen zu fossiler Erhaltung geeigneten Körpertheilen ein, welche bald hier bald da zur Entscheidung führen. In den Vordergrund tritt hier die Art der Gelenkverbindung zwischen Hinterhauptsbein *(os occipitale)* und vorderstem Halswirbel *(Atlas)*. Die Reptilien haben hier nur einen Gelenkknopf. Bei den Amphibien trägt dagegen das Hinterhaupt zwei solche Kugelgelenke *(condyli occipitales)*. Dieser Unterschied entscheidet bei fossilen Resten in vielen sonst mehr oder minder zweifelhaften Fällen. Auch hier bleibt eine Lücke. Bei gewissen Fossilien, wie bei *Archegosaurus* lässt sich überhaupt keine Gelenkverbindung zwischen Schädel und Wirbelsäule erkennen. Der äusserste Theil des Hinterhaupts ist bei dieser Gattung gar nicht erhalten und war bei Lebzeiten des Thieres vermuthlich knorpelig und weich. Aber gerade hier gewährt die Erhaltung verknöcherter Kiemenbogen jene Auskunft, die der knorpelig verbliebene Theil des Hinterhaupts vermissen lässt. Wir können daraus schliessen, dass eben diese im permischen System fossil auftretende Form, die Goldfuss 1847 *Archegosaurus*, das ist »Stammvater der Saurier« nannte, ein Amphibium mit beginnender Verknöcherung des Skeletts war, das in der Jugend nur durch Kiemen athmete und später — zu theilweiser oder ausschliesslicher — Lungenathmung überging und die Vermuthung daran knüpfen, dass von ähnlichen anderen Amphibien älterer Epoche mit knorpelig-weichem Hinterhaupt die ersten Reptilien sich abzweigten.

In der heutigen Lebewelt gehören zu den Amphibien die schon gedachten Kiemenmolche oder Ichthyoden, die Tritonen, Salamander, Frösche und Kröten, ferner die weit von vorigen abstehenden Cäcilien, die man lange den Schlangen zuzutheilen pflegte.

Aus älteren Epochen kommen dazu noch die Ganocephalen oder Schmelzköpfe mit *Archegosaurus* und andern Gattungen und die Labyrinthodonten oder Wickelzähner, mit *Mastodonsaurus* u. s. w.

Mit ihrer Einbeziehung in das System der Amphibien wird auch die im System der lebenden Fauna sehr vereinsamte Stellung der Cäcilien einigermaassen ausgeglichen und erläutert.

Wir unterscheiden darnach — mit E. Hackel — folgende theils lebend theils fossil vertretene Ordnungen und Familien der Amphibien.

I. Nackte Amphibien, *Lissamphibia*, mit nackter glatter schlüpfriger Haut. Es sind die Batrachier im weitern Sinne des Worts (vom griechischen *batrachos* Frosch, *batracheios* froschartig.)

Dahin gehören

1. Die Ichthyoden, Fischmolche oder Kiemenmolche, *Amphibia sozobranchia* oder *Ichthyoidea*, u. a., der *Proteus* der Krainer Höhlen, der Axolotl von Mexiko u. s. w.
2. Die Tritonen und Salamander, *Amphibia sozura.*

Sie werden mit vorigen auch als geschwänzte Batrachier, Molche, *Amphibia caudata* zusammengefasst, eine Bezeichnung, die insofern in der Palaeontologie ihre Geltung behauptet, als man bei fossilen Formen wohl die Schwanzbildung unterscheiden kann, aber über die Art der Athmungsorgane in der Regel nichts zu ermitteln vermag.

3. Die Frösche und Kröten, die Batrachier im engern Sinne des Worts, *Anura* oder *Amphibia ecaudata.* Es sind die ungeschwänzten Formen, bei denen der Schwanz mit der Reife des Thieres verkümmert.

II. Gepanzerte Amphibien. *Phractamphibia* oder Panzerlurche. Sie weichen von vorigen mannigfach ab und sind ausgezeichnet durch die Bedeckung des Körpers mit harten Knochenplatten oder Schuppen.

Dahin gehören die Schmelzköpfe oder Ganocephalen, mit den Gattungen *Archegosaurus, Dendrerpeton* u. s. w., die man nur aus der carbonischen und der permischen Epoche kennt, ferner die nach Art der Panzer-Ganoiden und der Krokodile mit kräftigen Knochentafeln bepanzerten Labyrinthodonten, die mit Schluss der Triasepoche vom Schauplatz abtreten und gleich den vorigen erloschen sind.

Endlich zählt man hierher auch die im System der Lebewelt seltsam vereinzelten Cäcilien mit cykloidischen Schuppen, denen der Fische ähnlich. Sie sind wahrscheinlich eine kümmerliche vereinsamte Nachkommenschaft der Ganocephalen, aber es fehlt auch hier — wie so oft im Archiv der Palaeontologie — noch die Kenntniss der Mittelglieder durch eine lange Reihe von Formationen.

Reich an denkwürdigen Aufschlüssen, wie auch an brennenden Räthseln verläuft die Formenreihe der Amphibien von der Steinkohlen-Epoche bis in die Jetztwelt. Aber Funde im jurassischen und im cretaceischen System gehen uns zur Zeit noch ganz ab, was mit der Seltenheit von Süsswassergebilden in denselben zusammenhängt.

Ebenso fehlt es an positiven Aufschlüssen über die erste Abkunft der Amphibien. Panzerlurche erscheinen bereits wohl ausgebildet in der Steinkohlenformation, nackte Molche auch im Rothliegenden. Aber das devonische wie das silurische System lassen deren ältere Vorläufer noch vermissen.

Es kann damals wohl Amphibien im süssen Wasser, in Sümpfen und Seestrand-Lagunen schon gegeben haben, hervorgegangen aus Meeresbewohnern, die ans Festland stiegen, hier eine neue Lebensweise antraten und der Luftathmung sich anpassten. Aber von diesen ältesten Amphibien sind keine Ueberbleibsel fossil erhalten, was nicht auffallen kann, wenn man in Rechnung bringt, dass das silurische System fast gar keine, das devonische System nur wenige Ablagerungen mit land- und süsswasserbewohnenden Pflanzen- und Thierformen erkennen lässt.

Nach anatomischen und physiologischen Gründen ist anzunehmen, dass die Amphibien sich jedenfalls entweder von Fischen (Selachiern) oder von Lurchfischen *(Dipneusta)* herleiten. Hierüber wird auch wohl kaum jemals etwas Näheres ermittelt werden.

Wir beginnen mit den nackten Amphibien, *Lissamphibia*. Sie sind mit nackter schlüpfriger Haut bedeckt, ohne Schuppen und ohne Knochenpanzer.

Alle, sowohl die geschwänzten als die ungeschwänzten lebenden Arten sind Land- und Süsswasserbewohner. Kein Amphibium bewohnt das Meer und dies scheint auch auf sämmtliche fossil gefundenen Formen sich ausgedehnt zu haben, soweit die bisherigen Funde darüber urtheilen lassen. Namentlich sind in der Steinkohlenepoche die Amphibien schon Süsswasser- und Landbewohner.

Wir unterschieden bereits oben geschwänzte Batrachier mit bleibenden äusseren Kiemen, geschwänzte mit mehr oder weniger weit gehender Verkummerung der Kiemen, endlich ungeschwänzte Batrachier mit vorwiegender Lungenathmung.

Diese Stufen bilden eine noch sehr nahe zusammenhängende Reihenfolge mit manchen Mittelformen, ja mit individuellen Sprüngen aus dem einen in den anderen Rahmen, die sehr überraschender Art sind. Die terminale Stufe ergiebt sich mit den Anuren oder ungeschwänzten Batrachiern, den Fröschen und Kröten, und diese wiederholen in ihrer individuellen Entwicklungsgeschichte die Organisationshöhen der niedriger stehenden Abtheilungen in mehr oder minder zutreffender Parallele.

Wir müssen hier einen Blick auf den Entwicklungsgang der Frösche werfen, da er für die geologische Geschichte der Lissamphibien von entscheidender Bedeutung ist.

Die Froschlarve zeigt in einer ihrer frühen Ausbildungsstufen — schon wenige Tage nach der Befruchtung des Eies — Kopf und Rumpf in Form eines gedrungenen Kopf-Rumpfs und dieser verläuft nach hinten in einen langen seitlich zusammengedrückten Ruderschwanz mit zwei senkrechten unpaaren, oben und unten fast gleichen Haut-Flossen, gleichsam einer zusammenhängenden Rücken-, Schwanz- und Afterflosse. Gliedmaassen fehlen noch. In dieser Stufe wiederholt die Froschlarve in unverkennbarer Weise die Körpergestalt und den Organisations-Typus eines Knorpelfisches der niedersten Ausbildung, aber auch die Form der Embryonen der höheren Fische, noch mehr die der Ichthyoden-Larve. In einer zweiten Stufe sprossen beiderseits in der Halsgegend freie verzweigte Kiemen hervor, verschwinden aber bald wieder. In dieser zweiten Stufe erinnert die Froschlarve an Doppelathmer *(Protopterus)* und an Ichthyoden *(Proteus, Siren* u. s. w.) — noch mehr wohl an deren Larven. Während des Verschwindens der äusseren Kiemen entwickelt sich ein System von inneren Kiemen. In der nächsten Stufe athmet die Froschlarve durch innere Kiemen und entwickelt Hintergliedmaassen. In der vierten Stufe treten auch Vordergliedmaassen hinzu. Nun hat die Larve eine an Tritonen erinnernde Körpergestalt. Der Schwanz erhält sich dabei noch längere Zeit als Ruderorgan.

Die fünfte Stufe ist durch die allmähliche Verkürzung des Schwanzes bezeichnet. Das Thier verlässt nun mit vier Beinen und einem kurzen Schwanz-Stummel das Wasser und hüpft auf dem Lande umher, um zur Insekten-Jagd überzugehen. Bald darnach schwindet der Schwanz — in Folge von Verabsäumung des Gebrauchs vollständig. Damit ist die ausgebildete Froschform erreicht.

Diese Entwicklungs-Phasen der Frösche mit unverkennbaren Anklängen an Gestalt und Organisation der Fische, dann der Ichthyoden, dann der Tritonen und mit schliesslicher Ausbildung der ausgereiften Frosch-Form erläutert die geologische Geschichte und in entfernterer Linie auch die hypothetische Abstammung der Klasse der Amphibien. Die Ichthyoden- und Tritonen-Gestalt er-

scheint fossil schon im Rothliegenden (permisches System) vertreten, die Froschgestalt kennen wir in fossilen Resten erst aus tertiären Ablagerungen.

Aehnliche Entwicklungsreihen ergiebt die Gestaltung des Embryos der lebendig gebärenden Salamander. Die Larve behält hier ihre frei hervortretenden verzweigten Kiemen bis zur Geburt und geht dann in raschem Sprung zur Luftathmung über. Wir müssen uns mit dieser kurzen Andeutung begnügen.

Wir gehen zu den Kiemenmolchen oder Ichthyoden, *Amphibia ichthyoidea* über. Es sind geschwänzte Batrachier, die während des ganzen reifen Alterszustandes durch Kiemen und Lungen athmen. Die meisten von den wenigen lebenden Gattungen dieser Abtheilung besitzen äussere Kiemen – die an beiden Seiten des Halses dicht hinter dem Kopfe als verästelte Büschel frei hervorhängen. Die meisten behalten diese freien Kiemen auch zeitlebens. Diese Thiere leben fast stets im Wasser und athmen fast nur durch die Kiemen, sie haben nicht nöthig an die Oberfläche des Wassers zu kommen, um Luft zu schöpfen. Sie gehen nur spärlich auf das feste Land, ihre Lungen bleiben klein und werden nur wenig benutzt. Bei allen sind die Wirbelkörper biconcav, wie bei den Fischen, aber die Gelenkfortsätze des Hinterhaupts schon doppelt, wie bei allen Amphibien. Das Hinterhauptsbein besteht nur aus zwei in Ringform das Hinterhauptsloch umfassenden gepaarten Knochen *(ossa occipitalia lateralia)*, von denen jeder nach hinten in einen *Condylus* ausgeht.

Durch die zeitlebens bleibenden frei hervorragenden Kiemen bezeichnet ist die Familie *Sirenidae*.

Hierher gehören:

Siren lacertina LIN. in Sümpfen von Carolina.

Dann der *Proteus* oder Olm, *Hypochthon anguineus* LAUR. der Krainer Kalksteinhöhlen (Adelsberger Grotte).

Ferner der Axolotl, *Siredon pisciformis* der See'n von Mexiko.

Von diesen Sireniden ist noch kein fossiler Vertreter bekannt geworden, aber es ist gleichwohl zu vermuthen, dass sie in älteren Epochen in zahlreichen Arten und Gattungen die süssen Gewässer der Continente bewohnten. Ob von den fossilen Molchen einer oder der andere hierher gehört, ist noch nicht abzumachen.

Aber auch davon abgesehen sind die Sireniden von grossem Interesse für geologische Entwicklungsgeschichte, namentlich da von einer der oben aufgeführten Arten, dem Axolotl, ein seltsames individuelles Hervorspringen aus dem Rahmen seiner Familie bekannt geworden ist.

Der Axolotl, *Siredon pisciformis* bewohnt See'n und Sümpfe im höheren Theile von Mexiko und erreicht 30—40 Centim. Länge.

Die gewöhnliche Form des Axolotl verbleibt im Wasser, behält zeitlebens ihre freien äusseren Kiemen und pflanzt sich in dieser Gestalt auch fort, wie ein echter Ichthyode.

Aber im Jardin des plantes zu Paris ergab es sich, dass einzelne Thiere auf das Land stiegen und ihre freien Kiemen verloren, um zur Lungenathmung überzugehen. Sie traten damit in die Stufe der Tritonen und Salamander.

Hier überspringen also einzelne Individuen einer Art unerwarteter Weise den Rahmen der Familie, den die übrigen einhalten.

Dieser Vorgang ist von grossem Interesse für Begründung der Abstammungslehre und Erläuterung der geologischen Geschichte der Lebewelt älterer Perioden. Er ist gewiss auch in älteren Epochen in ähnlicher Weise oft eingetreten.

Bei der Familie *Amphiumidae* verlieren sich die jederseits des Halses frei heraushängenden Kiemen regelmässig mit dem Alter, es bleibt aber ein deutliches Kiemenloch *(orificium branchiale)* zu jeder Seite des Halses offen.

Hierher gehören:

Amphiuma tridactylum, der Aalmolch in Sümpfen und stehenden Gewässern des südlichen Theils von Nord-Amerika.

Salamandrops alleghaniensis (Menopoma giganteum) in Sümpfen und See'n von Nord-Amerika, besonders am Alleghany-Gebirge.

Von den Amphiumiden gilt für das fossile Vorkommen, was von den Sireniden gesagt ist.

An die Amphiumiden schliesst sich eine wieder um eine neue Stufe vorgerückte Form an, der sogenannte japanische Riesensalamander, *Cryptobranchus japonicus* VAN DER HOEVEN, die grösste aller lebenden Ichthyoden-Arten. Diese hat bei ansehnlicher Grösse noch eine offene Kiemenspalte beiderseits des Halses, die sich aber mit dem höheren Alter verliert.

Wir können nun zu den fossilen Funden von Molchen übergehen.

Aus dem bituminösen Schiefer des mittleren Rothliegenden vom Münsterappel bei Kreuznach (zusammen mit *Palaeoniscus Duvernoy* AG.) kennt man ein kleines kurzgeschwänztes molchartiges Thier, 3½ Centim. lang, *Apateon pedestris* MEYER. Es gewährt wenig Aufschluss, gehört aber gewiss den geschwänzten Batrachiern an. Vielleicht war es ein Ichthyode, aber von seinem Athmungssystem ist nichts zu entnehmen.

Protriton aus dem bituminösen Schiefer des Rothliegenden von Autun ist ein nacktes molchartiges Thier, kurz geschwänzt, mit unvollkommen verknöchertem Skelett und langen vierzehigen Beinen.

Vom Rothliegenden an ist im geologischen Archiv eine lange Lücke in der fossilen Vertretung der Molche wie der Batrachier überhaupt. Weder Trias noch Jura noch Kreide haben bis jetzt Reste von solchen geliefert. Erst im Verlaufe der an Süsswasser-Ablagerungen reichen Stufen des Tertiärsystems stellen sich auch wieder Vertreter der Batrachier und zwar zugleich der geschwänzten und der ungeschwänzten ein.

Wir müssen hier auf den sogen. japanischen Riesensalamander *Cryptobranchus japonicus* HOEV., *Salamandra maxima* SCHLEGEL zurückgreifen.

Er lebt auf Japan in Gebirgssee'n und kommt wie die Tritonen von Zeit zu Zeit an die Oberfläche des Wassers, um Luft einzuathmen. Er geht aber auch an feuchten Orten zeitweise auf das Land. Er gleicht an Gestalt einigermassen einem Salamander, seine Haut ist nackt, der Rumpf endet in einen kurzen hinten abgerundeten wie bei den Tritonen comprimirten Schwanz, der etwa ein Drittel der ganzen Körperlänge ausmacht. Der Schädel ist flacher und breiter als bei den landbewohnenden Salamandern. Die Vorderfüsse haben vier, die Hinterfüsse fünf Zehen. Beide Gliedmaassen sind kurz und plump. Die Handwurzel *(carpus)* und die Fusswurzel *(tarsus)* sind knorpelig. Die Wirbel sind biconcav wie bei anderen Ichthyoden und bei den Fischen. Zwischen Schädel und Becken zählt man 20 Wirbel. Der 21. Wirbel trägt das Becken, ist also ein Kreuzbein *(os sacrum)*.

Diese Art erreicht eine Länge von etwa ein Meter.

Sehr nahe verwandt mit der japanischen Art ist der nordamerikanische *Salamandrops alleghaniensis*, der eine Länge von höchstens 63 Centim. erreicht. Die Skelettbildung ist die gleiche. Aber *S. alleghaniensis* behält zeitlebens eine

offene Kiemenspalte, während sich dieselbe bei *C. japonicus* im höheren Alter ganz schliesst.

Wichtig für palaeontologische Zwecke ist die Erörterung der Schädelunterseite oder des knöchernen Gaumens dieser beiden grössten lebenden Molcharten und kommt namentlich bei den nur in fossilen Resten bekannten Ganocephalen und Labyrinthodonten in Betracht.

Das Hinterhaupt geht in zwei deutliche Gelenkhöcker oder *condyli occipitales* aus. Davor liegt das breit entwickelte Keilbein, *os sphenoideum*, und nimmt gegen zwei Drittel der Länge des ganzen Schädels ein.

Davor liegt ein aus zwei symmetrischen Theilen bestehender dreiseitiger vorn halbkreisförmiger Knochen, über dessen Deutung unter den Anatomen lange die Meinungen getheilt waren. Nach R. Owen, auch Quenstedt und Anderen ist es das Pflugscharbein, *vomer*, ein bei den Säugethieren und dem Menschen vorzugsweise bei Bildung der knöchernen Nasenscheidewand betheiligter medianer Knochen über der Gaumennaht *(sutura palatina)*, welcher hier ins Gaumengewölbe *(palatum durum)* nicht herabsteigt. Andere Anatomen erklären jene zwei paarig stehenden Knochen für Gaumenbeine *(ossa palatina)*. Noch Andere, um jeder Anschauung Rechnung zu tragen, bezeichnen sie mit dem Namen *ossa vomero-palatina*.

Dieser paarige im knöchernen Gaumen der Amphibien vor dem Keilbein auftretende Knochen, gleichviel welche Deutung man ihm geben möge, trägt an seinem halbkreisförmigen Vorderrand eine Reihe zahlreicher kleiner spitzer Zähne. Vor ihm verläuft der halbkreisrunde Oberkieferrand und trägt eine eben solche noch ausgedehntere Reihe kleiner Zähne. Er besteht aus zwei paarigen Knochen, vorn den beiden in der Mediane zusammenstossenden Hälften des Zwischenkiefers, *Os intermaxillare*, zur Rechten und zur Linken einem Oberkieferknochen, *os maxillare*.

Oberkiefer und Gaumen des *Cryptobranchus* — und überhaupt der meisten Amphibien — tragen also zwei parallel im Halbkreis gestellte Zahnreihen, eine äussere auf den Zwischenkiefer- und Oberkieferbeinen, eine innere auf dem *vomer* oder dem *os vomero-palatinum*.

Wir können nun einen Schritt weiter gehen. Aus der oberen Süsswasser-Molasse von Oeningen am Bodensee (oberes Miocän) kennt man seit dem Jahr 1726 eine Anzahl von sehr vollständig erhaltenen grossen Skeletten eines salamanderartigen Thieres (welches der Züricher Naturforscher Scheuchzer für einen vorsündfluthlichen Menschen, *Homo diluvii testis*, nahm). Cuvier zeigte seine nahe Uebereinstimmung mit dem nordamerikanischen *Menopoma giganteum*, aber noch näher kommt die fossile Form mit dem erst seither durch Siebold 1829 aus Japan lebend nach Europa gebrachten *Cryptobranchus japonicus* überein.

Das Oeninger Fossil, *Cryptobranchus primigenius* Hoev. *(Andrias Scheuchzeri* Tschudi), ist fast nach allen Skeletttheilen bekannt und erreichte nach Cuvier's Abschätzung eine Länge von wenig über 1 Meter, also um ein Geringes mehr als sein in Japan noch lebender nächster Verwandter. Das weite, die ganze Vorderseite des Kopfes im Halbkreis einnehmende Maul mit zahlreichen kleinen spitzen Zähnen in den Zwischenkiefer- und Oberkieferbeinen und die weiten Augenhöhlen lassen gleich einen Wassersalamander erkennen. Der Kopf ist verhältnissmässig breiter als bei den wahren landbewohnenden Salamandern und erreicht 17 Centim. Breite auf 11,5 Centim. Länge. An den 21. (oder 19.?) Wirbelkörper ist das Becken befestigt. Schwanzwirbel kräftig entwickelt, 15 oder mehr, etwas

zusammengedrückt und zum Tragen einer senkrechten Ruderflosse gebaut, was den Wasserbewohner andeutet. Rippen sehr unbedeutend. Die Wirbelkörper sind tief biconcav. Die Füsse waren klein, vielleicht vierzehig. Die Hand und die Fusswurzel knorpelig. Vom Athmungsorgan ist, wie im Voraus zu erwarten war, nichts fossil erhalten.

Die sehr breiten paarigen Pflugscharbeine *(ossa vomero-palatina)* trugen am Vorderrande, wahrscheinlich gleichwie die lebenden Verwandten, eine ähnliche Reihe kleiner spitzer Zähnchen, wie die Zwischenkiefer- und Oberkieferbeine. (Auf gegentheilige Annahme gründet sich die Unterscheidung einer eigenen Gattung *Andrias.)*

Merkwürdig ist es, diesen grossen Ichthyoden im oberen Miocän von Europa fossil, seine beiden nächsten Verwandten lebend in derselben gemässigten Zone von Japan und Nord-Amerika anzutreffen. Es lässt schliessen, dass in der miocänen oder auch schon der zunächst vorausgegangenen Epoche verwandte Ichthyoden über die ganze circumpolare Region der nördlichen Halbkugel verbreitet waren und dass deren Flusssysteme bald hier bald da im Zusammenhang standen und später erst abgetrennt wurden.

Wir wenden uns zu den Tritonen und Salamandern, *Amphibia caudata* oder *Sozura* mit frühe schon verschwindenden äusseren Kiemen und stärker hervortretender Luftathmung, die namentlich bei den das Festland bewohnenden Salamandern mit der Geburt schon eintritt.

Sie haben noch die äussere Gestalt der Ichthyoden, unterscheiden sich aber von ihnen dadurch, dass sie im erwachsenen Zustande weder äussere frei hervorragende Kiemen noch offene Kiemenspalten oder Kiemenlöcher haben. Eine Mittelstellung nimmt, wie wir oben sahen, in letzterer Hinsicht *Cryptobranchus* ein. Dazu kommt die merkwürdige Beobachtung, dass man Tritonen zwingen kann, ihre Kiemen zeitlebens beizubehalten, indem man sie veranlasst, beständig unter Wasser zu bleiben. Sie erreichen dabei ihre volle Grösse und pflanzen sich auch fort, ohne ihre Kiemen zu verlieren. Diese seltsame Verschiebbarkeit des Naturells trifft in bezeichnender Weise mit dem ähnlichen Verhalten des Axolotl zusammen.

Die Tritonen sind noch Bewohner des süssen Wassers, sie leben in Sümpfen, auch in Quellen, besonders von Gebirgsgegenden, kommen nach Zurücklegung des Larvenzustandes von Zeit zu Zeit an die Oberfläche des Wassers empor, um Luft zu schöpfen, betreten aber nur spärlich das Festland und nur feuchte Stellen desselben.

Die grössten europäischen Arten erreichen nur gegen 15 Centim. Länge, auch in anderen Erdtheilen werden sie nicht viel grösser. Ihrem Aufenthalt im Wasser entsprechend ist ihr Schwanz lang, etwas comprimirt und von einer senkrechten Schwimmflosse (Flossenhaut) umsäumt.

Die Stellung der lebenden Tritonen zu den im Rothliegenden fossil auftretenden geschwänzten Batrachiern ist, wie oben bereits angedeutet, noch nicht recht festgestellt.

Echte Tritonen erscheinen fossil erst in tertiären Süsswasserablagerungen. Dahin gehört z. B. *Triton noachicus* Goldf. aus der Braunkohle von Orsberg am Niederrhein (oberes Oligocän).

Während die Tritonen noch vorwiegend im Wasser leben, erscheinen die Salamander bereits als entschiedene Festlandbewohner, sie halten sich unter Steinen und Moos, besonders in feuchten Gebirgsgegenden auf und kommen nur bei

feuchtem Wetter hervor, um auf Insekten u. dgl. Jagd zu machen. Sie gebären lebendige Junge, was sie sowohl von Ichthyoden als Tritonen unterscheidet. Die Embryonen behalten frei hervorragende büschelförmige Kiemen bis zur Geburt und gehen mit dieser rasch zum Land- und Luftleben über. Ihrem Landleben entsprechend ist ihr Schwanz drehrund und ohne Flossensaum. Dazu kommt, dass bei einigen Landsalamandern mit dem Alter an der Vorderseite der Wirbelkörper ein Gelenkhöcker sich entwickelt. Die Hinterseite bleibt concav *(vertebrae opisthocoeliae)*.

Die Salamander zeigen sich zusammen mit den Tritonen erst in tertiären Süsswasser-Ablagerungen, wo sie in mehreren Arten fossil bekannt sind.

Dahin gehört *Salamandra ogygia* Goldf., aus der feinschieferigen Braunkohle oder Papierkohle von Orsberg unweit Bonn.

Wir kommen nun zu den Fröschen und Kröten oder ungeschwänzten Batrachiern (den Batrachiern im engern Sinne des Worts), ***Anura, Amphibia ecaudata***.

Die Thiere dieser dritten Ordnung der nackten Amphibien bewohnen als Larven oder sogen. Kaulquappen Sümpfe und Lachen und durchlaufen, wie wir oben schon erörterten, in unverkennbarer Parallele die Stufenfolge der Fische, der Ichthyoden und der Tritonen. Sie erreichen erst darnach in einer gewissen Altersstufe die eigentliche Froschlurchen-Gestalt ohne Schwanz, ohne Kiemen, auch ohne Kiemenspalte. Sie athmen nun nur noch durch Lungen, treiben sich meist an feuchten Stellen des Festlandes umher und machen Jagd auf Insekten u. dergl.

Damit treten auch im Knochenskelett bemerkenswerthe Umgestaltungen ein. Die Wirbelkörper der ausgewachsenen Anuren articuliren durch Kugelgelenke und Pfannen. *Rana* und andere froschartige Gattungen haben an der Vorderseite der Wirbel Pfannen, hinten Kugelgelenke *(vertebrae procoeliae)*. Bei der Krötengattung *Pipa* sind die Kugelgelenke an der Vorderseite, während die hintere Hälfte des Wirbelkörpers concav bleibt *(vertebrae opisthocoeliae)*.

Die Wirbelsäule der Frösche hat 9 Wirbel, der vorderste Wirbel oder Atlas hat zwei concave Gelenkflächen zur Articulation mit den zwei Gelenkfortsätzen des Hinterhauptes *(condyli occipitales)*. Er trägt keine Querfortsätze. Die übrigen 8 Wirbel sind durch verlängerte Querfortsätze *(Pleurapophyses)* ausgezeichnet. Dagegen fehlen hier die Rippen. Der 9. Wirbel stellt das Kreuzbein *(os sacrum)* dar, an ihn befestigen sich die Beckenknochen. Er trägt noch lange Querfortsätze.

Dahinter folgt dann noch ein langer dünner von den Seiten her zusammengedrückter Knochen, der aber hinter das gleichfalls sehr ausgedehnte Becken nicht hinausragt. Es ist das Schwanzbein. (Zusammen 10 Wirbel.) So viel im Allgemeinen von den Fröschen und Kröten.

Fossil treten sie — zusammen mit den Tritonen und Salamandern — erst in den Süsswasserablagerungen der Tertiär-Epoche auf. Bronn 1858 zählt von ungeschwänzten Batrachiern bereits 12 Genera mit 24 Species aus tertiären Schichten auf, darunter die Gattungen *Rana, Bufo, Pipa* u. s. w., nebst mehreren bereits wieder erloschenen Gattungen.

Rana diluviana Goldf. aus der oberoligocänen Papierkohle von Orsberg und a. O. bei Bonn ist ein Frosch mit auffallend grossem breitem Schädel und langen Hinterfüssen. Merkwürdig sind die mit diesem Frosch zusammen in verschiedenen Entwicklungsstufen vorkommenden Kaulquappen.

Nach Tschudi soll *Rana diluviana* der Typus einer eigenen erloschenen

Gattung *Palaeobatrachus* sein, *P. Goldfussi* TSCHUDI (elf Wirbel, sechs zwischen Kopf und Kreuzbein, drei zum Kreuzbein verwachsen, zwei in die Bildung des Schwanzbeins eingehend).

Palaeophrynos Gessneri TSCHUDI aus der Süsswassermolasse von Oeningen (oberes Miocän) wird etwas über fünf Centim. lang. Das Maul ist zahnlos, wie bei den Kröten, und die Hinterfüsse sind kurz.

Mit den Fröschen und Kröten schliesst die Entwicklungsreihe der Lissamphibien oder der Batrachier im weitern Sinne des Wortes, wie sie in der individuellen Metamorphose der Frösche heute noch in Zusammenhang sich abspiegelt.

Eine andere Entwicklungsreihe stellt sich mit den Panzer-Lurchen oder gepanzerten Amphibien, *Phractamphibia*, ein. Ihr Schädel trägt einen zusammenhängenden Panzer von Knochentafeln. Auch die Kehle war bei manchen gepanzert. Der Rumpf trug theils Schuppen, theils mag er nackt gewesen sein. Die Charaktere des inneren Skeletts deuten auf Amphibien. Diese zweite Entwicklungsreihe beginnt fossil in der Steinkohlenformation und schliesst mit den letzten Fossilfunden bereits bei dem Abschluss der Keuper-Epoche. Man hat aber allen Grund zur Annahme, dass die ältesten fossilen Panzerlurche aus noch älteren, bisher noch nicht fossil gefundenen Ichthyoden hervorgingen und dass andererseits ein vereinsamter Zweig dieser sonst nur fossil vertretenen Entwicklungsreihe in den wurmartig verkümmerten Cäcilien wärmerer Erdtheile spärlich noch fortlebt.

Zu den Panzerlurchen gehören zunächst die Schmelzköpfe, *Ganocephala* mit den Gattungen *Archegosaurus*, *Dendrerpeton* u. s. w. Es sind gepanzerte Molche, die man nur aus der carbonischen und permischen Epoche kennt. Ferner die ebenfalls nach Art der Ganoiden und Krokodile mit kräftigen Knochentafeln bepanzerten Wickelzähner oder Labyrinthodonten, die neben vorigen bereits in Steinkohlen-Schichten beginnen und mit Schluss der Triasepoche bereits vom Schauplatz abtreten. Beide Abtheilungen der Panzerlurche sind gänzlich erloschen. Aber es hat vieles für sich, dass ein seitlicher Zweig der Ganocephalen in Oertlichkeiten, aus denen wir keine fossilführenden Schichten kennen, sich unter weiterer Umgestaltung forterhielt und in der Cäcilien-Form heute noch lebt.

(Min. I.)



Fig. 1.

Archegosaurus latirostris JORDAN, Schädel eines jungen Thieres in natürlicher Grösse. Aus dem Eisenstein des Rothliegenden von Lebach. (Nach H. v. MEYER.)

Ueberhaupt haben Jura- und Kreide-Formation bis jetzt noch keine Amphibien-Reste geliefert und es ist gleichwohl annehmbar, dass Amphibien, nackte wie gepanzerte auch damals in Sümpfen hausten oder an feuchten Stellen des Festlandes sich umhertrieben und dass nur die Ablagerungen, in denen ihre Reste niedergelegt wurden, inzwischen wieder abgetragen wurden oder unter jüngeren Decken verborgen liegen. Der Zusammenhang ist unterbrochen, aber die Unterbrechung ohne Zweifel nur von geologischen Vorgängen nachträglich bewirkt worden.

Bei den Ganocephalen oder gepanzerten Molchen ist der ganze Schädel mit glänzenden, auf der Oberfläche sculpirten Knochenplatten (Ganoidplatten) bepanzert. Auch die Kehle erscheint von besonderen — theils medianen, theils lateralen — Knochenplatten geschützt. Der Rumpf trug ein Schuppenkleid von kleinen, schmalen, ebenfalls mit einer glänzenden Lage bedeckten Schuppen.

Das Hinterhaupt war noch weich und knorpelig, von den Hinterhauptsgelenken *(Condyli occipitales)* ist nichts erhalten. Die *chorda dorsalis* erhielt sich zeitlebens, aber die Wirbelbogen und peripherischen Elemente verknöcherten. Pleurapophysen kurz und gerade, Vorder- und Hintergliedmaassen klein, theils zum Schwimmen, theils zum Gehen und Klettern gebaut. Der Rachen trug Kegelzähne mit sternförmig gefalteter äusserer Schichte der Basalhälfte und ähnlich in Falten ausgezogener Keimhöhle.

Hierher gehört vor allen Dingen die in zwei Arten in den Thoneisensteinen des mittleren Rothliegenden der Gegend von Lebach bei Saarbrücken vertretene, nach zahlreichen Skeletten sehr genau bekannte Gattung *Archegosaurus* Goldf.

Die häufigste Art ist *A. Decheni* Goldf. Sie mag eine Länge von etwa 1—1,25 Meter erreicht haben. Der Schädel allein wird bereits 26 Centim. lang.

Die Körpergestalt war im Allgemeinen krokodilartig und auch manche Einzelheiten des Schädelbaues präludiren mehr den späteren Sauriern als den heutigen Ichthyoden und anderen Batrachiern, z. B. das geschlossene Schädeldach.

Der Schädel ist stark niedergedrückt. Er war bei jungen Thieren fast halbkreisrund, also ähnlich wie bei Fröschen. Mit dem Alter streckte sich der Schnauzentheil desselben und er gleicht nun mehr dem der Krokodile und anderer Saurier.

Die kleinen Naslöcher liegen nahe am Vorderende der Schnauze.

Etwas hinter der halben Schädellänge liegen die grossen, etwas länglich gestreckten Augenhöhlen. Auch ist von dem Auge noch etwas erhalten. Es war im Umfang durch einen — aus etwa 24 radial stehenden festen Täfelchen zusammengesetzten — Ring verstärkt. Dieser peripherische Ring stützte den vorderen Rand der faserigen weissen Augenhaut *(sclerotica)* und umgab die durchsichtige Hornhaut *(cornea)* ähnlich wie noch heute bei manchen Reptilien und Vögeln.

Hinter den Augen in der Mediane des hinteren Schädels — in dem durch eine mediane Naht getheilten Scheitelbein *(os parietale)* erkennt man ein kleines rundes Scheitelloch *(foramen parietale)*, ähnlich wie bei manchen Sauriern (z. B. *Monitor niloticus)*.

Ein grosser Theil des Schädels scheint aus dem primären Knorpelschädel bestanden und die verknöcherte Schädeldecke an dessen äusserer Fläche sich gebildet zu haben *(ossificationes dermales)*. Das Hinterhauptsbein mit der Gelenkverbindung zwischen Schädel und Rückenachse war beim lebenden Thiere wohl weich und knorpelig, es ist an fossilen Exemplaren nicht erhalten.

Die Rückenachse zeigt noch keine ringsum ausgebildeten Wirbelkörper. Wahrscheinlich erhielt sich die *chorda dorsalis* zeitlebens und auch die *chorda*-Scheide blieb wohl meist knorpelig. Man erkennt aber über und unter diesem Rückenstrang verknöcherte obere und untere Wirbelbogen. Von ihnen tragen die oberen oder Neurapophysen kurze breite Dornen *(processus spinosi*, obere Dornfortsätze).

Dem Hals und Rumpf entlang gehen von der Rückenachse kurze, flache, meist gerade Querfortsatze oder Pleurapophysen aus (Rippen).

Am Schwanz setzen sich unter der Rückenachse in Dornen ausgehende untere Bogen oder Hämatapophysen an, die wie bei den Fischen einen unteren Kanal (unter der *chorda dorsalis)* für den Durchgang starker Blutgefässe bildeten.

Die Gliedmaassen waren klein und die Füsse etwas flossenartig, denen der Ichthyoden (namentlich des *Proteus*) ähnlich, nach R. OWEN wahrscheinlich vierzehig. Mittelhand *(carpus)* und Mittelfuss *(tarsus)* waren knorpelig wie bei den lebenden Ichthyoden, erstere bei ganz ausgewachsenen Thieren verknöchert. OWEN vermuthet Schwimmflossen.

Ober- und Unterkiefer waren mit einer reichlichen Menge einfacher zugespitzter kegelförmiger Zähne bewaffnet. Der Oberkiefer trug nach R. OWEN eine vordere Zahnreihe auf den Zwischenkieferbeinen und den Oberkieferbeinen. Die innere Zahnreihe sass auf dem vordersten Gaumenknochen oder dem *Vomer (vomerine bone)*. Die gestreifte Basal-Hälfte dieser Zähne war von der Pulpa-Höhle aus bis zur äusseren Rindenschichte sternförmig gefaltet. Jeder Zahn sass mit einfacher Wurzel in einer eigenen flach becherförmigen Alveole.

Der Schwanz ist nicht vollständig bekannt, aber die kräftigen, mit oberen und unteren Dornfortsätzen versehenen vordersten Schwanzwirbel, namentlich die deutliche Ausbildung unterer zur Beherbergung starker Blutgefässe dienender Bogen (Hämatal-Bogen) mit unteren Dornfortsätzen erweisen zur Genüge ein langes, kräftiges, wie bei Fischen und Tritonen seitlich comprimirtes Ruder-Organ.

Die äussere Körperdecke bestand theils aus starken mit einer dünnen Schmelzlage bedeckten Knochenplatten, theils aus kleineren länglichen, harten, gekielten Schuppen.

Besonders auffallend ist die Bekleidung der Kehle und der Vorderbrust mit einer grossen, unpaaren, symmetrischen, rhombischen Knochenplatte und zwei seitlichen Platten. Darüber liegt ein längliches Zungenbein mit einem vorderen und einem hinteren Paare kleinerer Anhänge. Diese entsprechen nach R. OWEN am meisten dem Zungenbeinsystem der heutigen Ichthyoden wie *Amphiuma*. Die Kehlplattengruppe hat der Deutung anfangs viele Schwierigkeiten geboten. Sie wiederholt sich ähnlich bei gewissen Ganoiden.

Den Rumpf bedeckte ein geschlossener Schuppenpanzer. Die Schuppen waren länglich, schmal und gekielt, dachziegelförmig angeordnet, im Allgemeinen denen der eckschuppigen Ganoiden *(Ganoides rhombiferi)* vergleichbar.

Besonders merkwürdig ist noch an einigen wenigen Exemplaren des *Archegosaurus* die Erhaltung von ein paar feinen gleichlaufenden Knochenbogen, die an den Seiten des Nackens — neben dem Zungenbeingerüste — frei liegen. Sie bestehen aus einer Reihe kleiner an der innern Seite kammförmig gezackter Blättchen. GOLDFUSS und R. OWEN erkennen darin verknöcherte Theile der Kiemenbogen. Diese deuten darauf hin, dass die Thiere während eines langen Entwicklungszustandes durch Kiemen athmeten und nachmals zur Lungenathmung übergingen.

Nach diesem allem waren die Archegosauren sumpfbewohnende gepanzerte Molche, die neben dem vorherrschenden Gepräge der Ichthyoden auch manche Saurier-Charaktere trugen, jedenfalls aber sich den Molchen viel näher als den Krokodilen anschlossen, worauf namentlich die fossile Erhaltung unverkennbarer Kiemenbogen deutet.

Sie waren entschiedene Raubthiere, die wohl namentlich Fischen, vielleicht auch Jungen ihrer eigenen Art nachstellten. Man findet auch in den Eisenstein-Knollen derselben Schichten grössere etwa 8—11 Centim. Länge erreichende

Koprolithen oder fossile Excremente, die wohl von Archegosauren herrühren und unverdaute Reste von Fischen u. dergl. erkennen lassen.

Was ihre Athmung betrifft, so ist anzunehmen, dass sie in erster Jugend wohl freie Kiemen besassen, dann aber mittelst innerer Kiemen athmeten und diese länger behaupteten.

Lungen mögen sie wohl früher erhalten haben, aber nach dem Bau ihrer Gliedmaassen und der vorderen Schwanzwirbel zu schliessen, waren sie echte Wasserbewohner, die das Festland wohl nur wenig betraten, wie dies auch bei den heutigen Ichthyoden und Tritonen der Fall ist, und um ihren Lungen Luft zuzuführen, von Zeit zu Zeit an die Oberfläche kamen.

Den Archegosauren schliessen sich in der Steinkohlenformation und dem Rothliegenden noch eine ganze Reihe von Ganocephalen-Gattungen an, die theils Süsswasserbewohner, theils echte Landthiere darstellen.

Dendrerpeton acadianum Ow. fand sich in der Steinkohlenformation von Neu-Schottland *(Nova scotia,* Canada) in einer von Schlamm erfüllten Höhlung eines aufrecht stehenden Stammes einer *Sigillaria* und zwar in Gesellschaft verschiedener Pflanzenreste, ferner eine Landschnecke *(Pupa)* und eines Myriapoden *(Xylobius)*.

Dendrerpeton ist nach dem Bau des Schädels und der ausgefurchten Sculptur der Knochenplatten desselben ein dem *Archegosaurus* nahe verwandter Ganocephale. Auch die Zähne sind ähnlich gebaut. Auch die Langknochen der Gliedmaassen gleichen denen der Ichthyoden und der Archegosauren. Die Füsse sind noch unbekannt, mögen aber der luftathmenden und landbewohnenden Lebensweise gemäss mit wohlentwickelten Zehen ausgestattet gewesen sein.

Die Wirbelsäule ist vollständiger ausgebildet als bei *Archegosaurus*. Die Wirbel sind schon vollständig verknöchert, sie sind länglich und biconcav.

Den Rumpf deckte ein Schuppenkleid von dünnen gekielten Schuppen.

Das Thier mag mit Einrechnung des Schwanzes gegen 63 Centim. Länge erreicht haben.

Ueberhaupt kennt man aus den Süsswasser- und Sumpfablagerungen der carbonischen und permischen Epoche bald nur in Schädeln, bald in mehr oder minder vollständigen Skeletten eine grössere Anzahl von Amphibien, die bald mehr den Ichthyoden, den Tritonen und Salamandern sich anreihen, bald eine Bepanzerung des Schädels und der Kehle mit kräftigen Knochenplatten und über dem Rumpf ein Schuppenkleid zeigen. Mit ihnen zeigen sich auch schon die ersten Labyrinthodonten-Gattungen, wie *Baphetes* aus der Steinkohlenformation von Pictou in Neu-Schottland.

Durch ausgezeichnet wohl erhaltene Reste vertreten erscheint die Gattung *Branchiosaurus* Fritsch im unteren und mittleren Rothliegenden von Böhmen (Gaskohle von Nyrschan bei Pilsen), Sachsen (Niederhässlich) und Thüringen.

Es sind kleine 5—8 Centim. lange, geschwänzte Süsswasser-Amphibien von der Gestalt der Erdsalamander, namentlich mit einem breiten, vorn abgerundeten Kopf, zwei paar kräftigen mit 4 (oder vielleicht 5) Zehen versehenen Gliedmaassen und einem ziemlich langen Schwanz, wahrscheinlich einem Ruderschwanz.

Die Schädelknochen zeigen auf der Oberfläche zarte Grübchen. Die Supraoccipital-Knochen sind noch gut verknöchert. Die übrigen Theile des Hinterhaupts waren knorpelig und sind nicht erhalten.

Die Augenhöhlen sind gross, oval und reichen weit nach vorn. Der Sclero-

tical-Ring ist erhalten. Er besteht aus viereckigen Blättchen, wahrscheinlich 20 bis 22.

Die beiden Scheitelbein-Hälften *(parietalia)* zeigen in der Median-Naht ein ovales Scheitelbeinloch *(foramen parietale)*.

Die kleinen Zähne sind glatt und zeigen eine grosse Pulpa-Höhle, die Zahnsubstanz ist ungefaltet.

An jeder Seite des Nackens zeigen sich wie bei den Archegosauren Reste von ein paar Kiemenbogen, es sind verknöcherte in eine Spitze ausgehende Höckerchen, deren Verlauf den der Kiemenbogen wiedergiebt.

Die Brust zeigt nur eine einzige fünfseitige Kehlbrustplatte. Die Haut zeigt an der Bauchseite ein Schuppenkleid. Der übrige Körper scheint nackt gewesen zu sein.

Die Wirbelsäule enthält 20 Rumpfwirbel, dazu kamen noch mindestens 13 Schwanzwirbel.

Die des Rumpfes bilden schwache peripherische Knochenhülsen, welche die starke *chorda dorsalis* umfassen. Die *chorda* mit ihrer knorpeligen Scheide zeigt eine intravertebrale Erweiterung und ist zuweilen als Steinkern erhalten.

Die Rumpfwirbel gehen in Querfortsätze *(processus transversi)* aus, an welchen Rippen sassen. Rippen kurz und gerade.

Die Gliedmaassen lassen je 4 Finger und 4 Zehen erkennen.

Die Handwurzel *(carpus)* war knorpelig und ist nicht erhalten.

Dasselbe gilt von der Fusswurzel *(tarsus)*.

Zu ***Branchiosaurus*** gehört wahrscheinlich auch ***Protriton petrolei*** Gaudry, ein ähnlicher nackter Molch aus dem bituminösen Schiefer der permischen Formation von Millery bei Autun (Bourgogne), ebenfalls mit je 4 Fingern und 4 Zehen.

Die Labyrinthodonten gehören nach ihren Hauptformen der Trias an und sind namentlich im Buntsandstein und im Keuper durch grosse Arten vertreten, die gegenüber den Ganocephalen bereits ausgesprochene Fortschritte in der Organisation, besonders aber in der vollständigeren Verknöcherung des Skeletts zeigen. Leider kennt man von ihnen nur einzelne Schädel, zerstreute Stücke des Rückenskeletts und der Gliedmaassen, sowie lose Knochenplatten, welche vielleicht Rücken und Kehle bekleideten. Zusammenhängende Skelette hat man von ihnen noch nicht kennen gelernt.

Nach dem, was sich aus Schädeln und zerstreuten anderen Skelett-Theilen entnehmen lässt, waren die Labyrinthodonten der Triasepoche grosse Sumpf- und Landbewohner von gedrungenem Körperbau, nach Owens Deutung mit hohen Gliedmaassen, von denen die hinteren vielleicht beträchtlich länger waren, und muthmasslich mit kurzem oder nach Art der Frösche ganz verkümmertem Schwanze. Hier ist vieles noch sehr problematisch.

Der Schädel war bei allen breit und stets abgeplattet, von gerundet-dreiseitigem Umriss, mehr oder weniger gestreckt, mit harten, aussen glänzenden und grubig oder furchig sculpirten Knochenplatten bedeckt, die ähnlich wie bei *Archegosaurus* ein geschlossenes Schädeldach — mit kleinen Nasenlöchern, auffallend grossen Augenhöhlen und weiter gegen hinten einem kleinen Scheitelloch — darstellen. Von einem knöchernen Augenring ist bei ihnen nichts erhalten. Dagegen ist das Hinterhaupt bei ihnen vollständig verknöchert und zeigt zwei wohl ausgebildete weit von einander abstehende ***condyli occipitales***, die entschieden für ihre Stellung zu den Amphibien sprechen.

Das Gebiss ist ausnehmend kräftig entwickelt und deutet auf räuberische Fleischfresser, die Fischen und kleineren Amphibien nachstellten. Der Unterkiefer trägt eine, der Oberkiefer zwei Reihen kräftiger in besonderen Alveolen sitzender Zähne. Einzelne Fangzähne von mächtiger Grösse überragen die übrigen.

Diese Zähne, von deren labyrinthisch verschlungenem Bau die Labyrinthodonten den Namen haben, sind bis nahe zur glatten glänzenden Spitze stark längsgestreift und die hervortretenden Streifen entsprechen vorgewölbten Ausfaltungen der inneren Zahnsubstanz, wogegen in den dazwischen gelegenen Furchen die äussere Schicht der Zahnbasis oder das Cäment tief ins Innere des Zahnes sich einfaltet. Diese Radialfalten des Zahns sind mannigfach hin und hergewunden und ergeben auf den Querschnitten eine vielstrahlige mäandrische Sternzeichnung. Die Mitte des Zahnes nimmt die — bei Lebzeiten des Thieres vom gefässreichen Zahnkeim (Pulpa) erfüllte Zahn-Höhle ein, die an der Zahnbasis zahlreichere, gegen die Spitze des Zahnes abnehmende Falten aussendet.

Dieser Zahnbau ist ähnlich wie bei *Archegosaurus*, auch wie bei der lebenden Ganoiden-Gattung *Lepidosteus*, aber die Faltenbildung weit gedrängter und verwickelter. Sehr ähnlichen labyrinthischen Bau zeigen auch Zähne von devonischen Ganoiden *(Ganoides cycliferi)*.

Die Wirbelkörper erscheinen bei den Labyrinthodonten vollständig verknöchert und biconcav. Dazu kommen verknöcherte Wirbelbogen und an den Rumpfwirbeln lange gebogene Pleurapophysen.

Weniger unterrichtet ist man über die Beschaffenheit der Gliedmaassen. R. Owen schreibt ihnen — nach vereinzelten Knochenfunden — kurze Vorderbeine und längere Hinterbeine zu, wie sie bei Fröschen vorkommen und daran reiht sich die Vermuthung, dass bei den Labyrinthodonten der Schwanz in ähnlicher Weise im Verlaufe der individuellen Ausbildung zu einem kurzen Stummel verkümmerte.

Aller Vermuthung nach waren sie im erwachsenen Zustand auch ausschliesslich lungenathmende Thiere. Verknöcherte Kiemenbogen, wie man sie von Archegosauren kennt, hat man bei ihnen noch nicht gefunden.

Wichtige Trias-Labyrinthodonten sind *Trematosaurus* und *Mastodonsaurus*.

Von *Trematosaurus Brauni* Burm. kennt man einen sehr vollständigen Schädel von 31 Centim. Länge mit Oberkiefer, Unterkiefer und Zähnen aus dem Buntsandstein von Bernburg — und zwar aus der Mittelregion, die an anderen Orten die Chirotherien-Fährten enthält.

Der Kopf ist flach, länglich-dreiseitig, in eine lange Schnauze ausgezogen. Er zeigt zwischen beiden Nasenlöchern und beiden Augenhöhlen ein in mehreren Biegungen sich hin und her windendes Paar Furchen, die sogen. Brille, die auch für andere Trias-Labyrinthodonten bezeichnend ist.

Die Augenhöhlen liegen etwas vor der Mitte der Schädellänge.

Der Oberkiefer zusammen mit dem knöchernen Gaumen trägt — ähnlich wie beim *Cryptobranchus* und anderen lebenden Amphibien, vergl. oben pag. 20. — zwei Reihen spitzer Kegelzähne. Die äussere Reihe sitzt auf dem Zwischenkiefer und den beiden Oberkieferbeinen und besteht aus kleineren Zähnen. Die innere Zahnreihe führt eine spärlichere Anzahl von Zahnen, die aber von hinten gegen vorn fast gleichmässig an Grösse zunehmen.

Der Unterkiefer trägt nach Burmeister gegen hinten ein paar grosser Fang zahne, die bei geschlossenem Mund in den Oberkiefer eingreifen mussten.

Burmeister bildet auch drei radialfurchige Knochenplatten ab, eine un

paare und zwei seitliche, die den Kehlplatten des *Archegosaurus* sehr nahe kommen. Aber vieles ist hier noch problematisch. Während Owen die Labyrinthodonten für kurzgeschwänzte Thiere nimmt, vermuthet Burmeister bei *Trematosaurus*, wie bei den Archegosauren einen schlanken Körperbau mit langem Schwanz und nimmt auch eine äussere Bekleidung mit feinen hornigen ziegelartig angeordneten Schuppen an.

Mastodonsaurus giganteus Quenst. *(M. Jaegeri* Holl) ist in einem vollständig erhaltenen Schädel aus der Lettenkohle (Unterregion des Keupers) von Gaildorf in Württemberg bekannt, ausserdem kennt man Zähne und einzelne Skelett-Theile, sowie Knochenplatten.

Der Schädel ist flach und abgerundet dreiseitig, fast froschähnlich, über 65 Centim. lang, am Hinterrand fast ebenso breit. Die zwei Gelenkknöpfe am Hinterhaupt sind deutlich entwickelt.

Die beiden kleinen Nasenlöcher liegen nahe dem vordersten Schnauzenrande, die grossen Augenhöhlen ein wenig hinter der Mitte der Schädellänge.

Drei grosse Fangzähne sitzen in der Vorderreihe des Oberkiefers, zwei andere im Unterkiefer. Die grössten erreichen bis 8 Centim. Länge und darüber, an der Basis 4 Centim. Dicke.

Mastodonsaurus robustus Quenst. *(Capitosaurus robustus* Mey.) ist ebenfalls nach vollständigen Schädeln und anderen vereinzelten Körpertheilen bekannt. Der Schädel ist gegen 63 Centim. lang und am Hinterrand 47 Centim. breit. Die Augenhöhlen sind etwas kleiner als bei *M. giganteus* und liegen weiter nach hinten als bei letzterer Art. Mit dem Schädel zusammen kommen auch vereinzelte, theils mediane, theils seitliche Panzerplatten vor, die theils an der Kehle, theils am Rücken gesessen haben mögen. *M. robustus* stammt aus dem grünen Keupersandstein (mittlerem Keuper) von Stuttgart.

Mit ihm verschwinden die Labyrinthodonten vom Schauplatz, sie fehlen schon im oberen Keuper (Rhätische Stufe).

Obschon wir bei Betrachtung der Labyrinthodonten-Reste schon viel mit problematischen Dingen zu ringen hatten, können wir doch nicht umhin, hier ein in noch höherem Grade problematisches Feld zu betreten, das der Labyrinthodonten-Fussfährten. Man kennt schon auf Sandsteinschichten der Steinkohlenformation von Neu-Schottland und Pennsylvanien solche vierzählige Fussabdrücke.

Noch verbreiteter und deutlicher sind grosse Fussfährten vierfüssiger fünfzehiger Thiere in der Mittelregion des Buntsandsteins von Nord- und Mittel-Deutschland. Man kennt sie seit 1834 von Hessberg bei Hildburghausen und hat sie in demselben geologischen Horizont inzwischen auch zu Kissingen und anderen Orten nachgewiesen. Sie sind von auffallend händeartigem Ansehen und unter dem Namen *Chirotherium Barthi* Kaup bekannt. Kaup bezog sie auf ein grosses Beutelthier.

Aber mit Rücksicht auf die Owensche Hypothese einer froschartigen Gestalt der Mastodonsauren und anderer triasischer Labyrinthodonten (kurze Vorderbeine, lange Hinterbeine und verkümmerter Schwanz) bezieht man sie jetzt allgemein und auch mit einem hohen Grad von Wahrscheinlichkeit auf Fusstapfen eines grossen landbewohnenden Thieres aus der Ordnung der Labyrinthodonten mit handeartigen fünfzehigen Vorder- und Hinterfüssen.

Die Fusstapfen der rechten und der linken Seite folgen einander in grader Linie. Die kleineren Vorderfüsse traten leichter auf und deuten auf

kürzere Vordergliedmaassen. Das Thier war ungeschwänzt oder mindestens kurz geschwänzt, jedenfalls schleifte es beim Gehen keinen Schwanz nach.

Die einzelnen Fussabdrücke haben die Gestalt einer breiten rundlichen Hand mit kurzen breiten Zehen und kurzem breitem abstehendem Daumen. Dieser Daumen steht unter rechtem Winkel von den übrigen Zehen ab, aber er ist kein wahrer Vertreter des Daumens des Menschen und der Säugethiere. Er steht an der äusseren Seite des Fusses, und ist also die zur Daumengestalt ausgebildete äusserste (fünfte, gemeiniglich kleinste) Zehe. Dies unterscheidet das *Chirotherium Barthi* von der Fussgestalt aller lebenden Wirbelthiere, von den Ichthyoden an bis herauf zum Menschen.

Die vier inneren Zehen sind kurz und fleischig, gerade ausgestreckt und man will an ihnen vorn den Abdruck einer vorstehenden spitzen Kralle erkennen.

Der Hinterfuss ist 21 Centim. lang und 13 Centim. breit, der Vorderfuss fast halb so gross. Der Hinterfuss erscheint beim Gang des Thieres dicht an den Vorderfuss gerückt, wie wenn der Rumpf desselben kurz und gedrungen gewesen wäre. Die Schrittweite wird von einem halben Meter an bis fast zu einem ganzen angegeben. Das Thier mag mindestens 2 bis 3 Meter lang gewesen sein.

Merkwürdig ist der Umstand, dass auch schon in Sandsteinen der Steinkohlenformation von Nordamerika solche vierzählige Fussabdrücke mit daumenartig vergrösserter äusserer Zehe vorkommen, wie z. B. *Batrachopus primaevus* King im Kohlensandstein von Greensburg in Pennsylvanien. Hier zeigt der Hinterfuss eine zur Daumengestalt ausgebildete äusserste Zehe, (»*the outermost toe*«) und ähnlich wie bei *Chirotherium* nach aussen abstehend.

Ueberhaupt erscheint also diese Fussform — 5 kurze breite Zehen mit einem abstehenden falschen Daumen — bezeichnend für eine Anzahl von Fussfährten von der carbonischen bis zur triasischen Epoche und eben dieses macht es um so wahrscheinlicher, dass man sie von Amphibien überhaupt und wohl vorzugsweise von landbewohnenden, luftathmenden, kurz geschwänzten Labyrinthodonten herzuleiten hat. So begegnet eine Hypothese der anderen auf halbem Wege und steigert die Wahrscheinlichkeit.

Sicher ist, dass die Fussfährten sich auf Schichtungsflächen von Sandsteinen finden, besonders wo dünne thonige Zwischenschichten den Sandabsätzen sich einschalteten, überhaupt aber in Ablagerungen, die man ohnehin einer flachen Festlandküste zuzuschreiben Anlass hat. Dazu kommt, dass die Fussfährten zugleich mit der sie beherbergenden Gesteinsschicht von netzförmig sich durchkreuzenden Sprüngen durchsetzt erscheinen, wie sie noch jetzt bei Austrocknung frisch entstandener schlammiger Strandabsätze erscheinen. Die Fussfährten rühren also von landbewohnenden luftathmenden Vierfüssern her, die am feuchten Strande von Binnensee'n oder Strandlagunen sich umhertrieben. Ihre Fährten drückten sich im frisch abgesetzten, noch feuchten sandigen Schlamme concav ab. Die darüber abgelagerte Schicht wiederholt deren Gestalt dann in convexem Abguss. Die ganze Gesteinsablagerung aber kann nur einem in allmähliger Senkung begriffenen Gebiet zugeschrieben werden dessen Strandlinie in landeinwärts gehender Verschiebung begriffen war.

Wir betrachten als Anhang zu den gepanzerten Amphibien noch die wenigen lebenden beschuppten Cäcilien, die, obschon sie noch keine fossilen Reste geliefert haben, doch kaum wohl anders als eigenthümlich umgestaltete und in mancher Hinsicht verkümmerte Nachkommen der palaeozoischen Panzer-Lurche gedeutet werden können.

Die Cäcilien oder Blindwühlen, früher auch »nackte Schlangen« genannt, sind seltsame Amphibien mit walzigem, wurmförmigem, geringeltem Körper. Sie entbehren der Gliedmaassen, auch das innere Skelett zeigt keine Spur von solchen mehr. Auch Brustbein und Becken fehlen. Gleichwohl weichen die Cäcilien von den Schlangen, denen man sie früher unterordnete, weit ab und sind echte Amphibien. Aber auch von den heute lebenden Batrachiern weichen sie weit ab, z. B. schon durch die geschlossene Schädeldecke, die mehr an Archegosauren und andere ältere Panzerlurche erinnert.

Der Schädel ist ausgezeichnet durch feste Verwachsung der Schädelknochen, namentlich aber durch das Vorhandensein zweier seitlich gestellter Gelenkhocker oder *condyli occipitales* zur Articulation mit dem ersten Halswirbel oder Atlas, ein Charakter, der allein schon genügt, die Cäcilien von den Schlangen und Eidechsen auszuschliessen und den Amphibien zuzuweisen.

Der Oberkiefer mit dem harten Gaumen — also dem *vomer* oder dem *os vomero-palatinum* — trägt zwei halbkreisförmige gleichlaufende Reihen starker spitzer, zurück gekrümmter Hackenzähne (Fangzähne). Davon gehört — wie bei *Cryptobranchus*, (pag. 20) die äussere Reihe dem Oberkiefer und dem Zwischenkiefer, die innere Reihe dem vordersten Gaumenknochen oder *vomer* an. Der Unterkiefer trägt eine einzige Reihe ähnlicher Hackenzähne.

Die Zähne sind einfach, ungefaltet und in besondere Alveolen eingepflanzt.

Die Wirbel sind rudimentär entwickelt und biconcav, wie die der Fische und der Ichthyoden, unter einander durch eine Knorpelscheibe verbunden, sehr zahlreich (bei *Caecilia* 230).

Die Rippen stellen kurze Stummeln dar.

Die Haut ist weich und schlüpfrig, wie bei Würmern, quer geringelt. In den Ringfalten zeigen sich aber kleine Hornschuppen, welche sowohl die concentrischen Anwachslinien als die Radialfurchen gewöhnlicher (cykloidischer) Fischschuppen theilen.

Die Cäcilien leben in mehreren Gattungen (*Caecilia*, *Siphonops* u. s. w.) in tropischen Gegenden beider Hemisphären (Brasilien, Java, Ceylon u. a. O.) in Erdlöchern im feuchten Boden, stellen Würmern, Insektenlarven u. dgl. nach und erreichen 60 Centim. Länge und darüber.

Joh. Müller entdeckte an jungen Cäcilien das Kiemenloch, *orificium branchiale*. Es zeigt sich auf jeder Seite des Halses ein solches Kiemenloch, welches zu den Kiemenbogen führt. In frühester Jugend athmen also die Cäcilien gleich anderen Amphibien durch Kiemen. Im Verlaufe der weiteren Metamorphose verlieren sich diese, bleiben aber immer noch durch drei Bogenpaare des Zungenbeins angedeutet. Sie werden dann durch eine einfache Lunge ersetzt.

Bedeutsam ist die Beziehung der Cäcilien zu den erloschenen Formen der Panzerlurche.

Die Cäcilien haben mit Ganocephalen und Labyrinthodonten gemeinsam:

1. Die feste Verwachsung der Schädelknochen.
2. Die doppelte Bildung der seitlichen Gelenkhöker des Hinterhaupts, die wenigstens bei Labyrinthodonten bekannt sind, während bei *Archegosaurus* dasselbe knorpelig verblieb.
3. Die Einkeilung der Zähne in eigene Alveolen.
4. Die zwei Zahnreihen im Oberkiefer, von denen die äussere dem Oberkieferrand, die andere dem vordersten Gaumenknochen oder *vomer* angehört.

Sie unterscheiden sich von den urweltlichen Panzerlurchen durch schlangen-

artige Gestalt — durch geringere Grösse — Verlust der Gliedmassen — schleimige Haut mit Cykloid-Schuppen — endlich durch kleine Augenhöhlen und einfache Structur der Zähne. Die meisten dieser Unterschiede können auf Rechnung der Lebensweise in Erdhöhlen gesetzt werden. Nur das Auftreten von cykloidischen Schuppen könnte einen tiefer gehenden Unterschied begründen.

Man kann also annehmen, dass die von der Steinkohlenformation an bis in die obere Trias reichlich durch Arten und Gattungen vertretene Ordnung der Panzerlurche, obschon sie gegen Schluss der Triasepoche vollständig — und scheinbar ohne Nachkommen zu hinterlassen — vom geologischen Schauplatz abtritt, doch nicht in allen ihren Zweigen spurlos erlosch.

Ein einzelner Zweig, — an die älteren Ganocephalen zunächst sich anschliessend, vielleicht auch nach seinen cykloidischen Schuppen in irgend einer verwandtschaftlichen Beziehung mit den ältesten cykliferen Ganoiden stehend, — erhielt sich auf dem feuchten Festland unter Bedingungen, die für fossile Erhaltung keine günstige Gelegenheit boten, durch eine lange Reihe von Epochen am Leben und fristet in einigen Gattungen noch sein Dasein als verkümmerter Bewohner feuchter Erdlöcher. Das sind die heutigen Cäcilien. Und zu so weiten Umschweifen muss die Palaeontologie ihre Zuflucht nehmen, wenn sie den continuirlichen Verband der heutigen Lebewelt mit den vorausgegangenen urweltlichen Formen erklären will. Dabei kann schliesslich noch ein neuer glücklicher Fund genügen, ein mühsam ersonnenes Gebäude von Hypothesen wieder über den Haufen zu werfen. Aber auch in anderen Wissenschaften ist das Bessere mehr oder minder des Guten Feind.

Anthozoen

von

Dr. Friedrich Rolle.

Die Klasse der Anthozoen oder Blumenthiere, Korallen *(Anthozoa, Zoantharia, Corallia)* begreift — nach Ausscheidung der sehr ähnlichen Hydroiden oder Quallenpolypen — strahlig gebaute Meeresbewohner von glockenoder walzenförmiger Gestalt, einer mit eigenen Wandungen versehenen trichterförmig eingestülpten Magenhöhle und einem den Mund umgebenden Kranz hohler Fühler oder Tentakeln.

Der Körper besteht aus gleichartigen Hauptabschnitten, den sogen. Gegenstücken oder Antimeren, welche in Strahlenform die mittlere Hauptachse desselben umstehen. Diese Hauptabschnitte erscheinen bei den Anthozoen in verschiedener, für die besonderen Ordnungen sehr constanter Zahl. Es giebt vierzählige Korallen, *Tetracorallia*, sechszählige oder *Hexacorallia* und achtzählige oder *Octocorallia*.

Dieser strahlige Bau des Körpers äussert sich namentlich im Auftreten von Längsfalten der inneren Leibeshöhle oder Mesenterialfalten, welche diese in eben so viele Gefächer oder Kammern abtheilen, dann auch in der Zahl der den Mund umstehenden Tentakeln.

So zeigen die achtstrahligen Anthozoen, *Octactinia* oder *Octocorallia* z. B. *Veretillum*, acht häutige Blätter oder Scheidewände, *septa*, der Leibeshöhle und einen Fühlerkranz von acht den Mund umstehenden Tentakeln oder Fühlern.

Bei vielen Anthozoen vermehrt sich mit dem Alter die Zahl der Leibes-

falten und der Fühler mehr oder minder reichlich, wobei meist bei ersteren die Vervielfältigung der zu Grunde liegenden Antimerenzahl deutlich bleibt und die primären Strahlen an ihrer grösseren Dicke und Höhe von den später gebildeten zu unterscheiden sind. In anderen Fällen wird mit wachsendem Alter das primäre Zahlenverhältniss undeutlicher.

Nur ein Theil der Anthozoen stellt einfache Individuen dar, die sich durch Eier vermehren. Andere Arten und zwar zahlreiche Gattungen bilden zusammengesetzte Stöcke, deren Individuen sich entweder durch Selbsttheilung (Gabelung im Längswachsthum) oder durch Knospung vermehren, wobei auch die Fortpflanzung durch Eier noch fortdauert. Die Gestalt der Stöcke ändert dabei je nach der besonderen Art der Individuen und dem besonderen Verlauf der Theilung sehr ab, manche stellen kugelige Knollen, andere flache Rasen, noch andere baum- oder strauchartige Gestalten dar.

Sämmtliche Anthozoen sind Wasser- und zwar Meeresbewohner, mehr oder minder verbreitet in allen Meeren, besonders zahlreich aber in denen der tropischen Zone. Einige, namentlich mit Arten tertiärer Schichten idente Arten, bewohnen auch die grösseren Meerestiefen.

Die meisten stellen pflanzenähnliche Stöcke dar, die auf dem Meeresboden — auf Steinen oder Conchylien — sich festsetzen und nur noch durch Ausgabe von Eiern neue Wohnsitze besiedeln können.

Nur wenige höher ausgebildete Formen, wie namentlich die Actinien oder See-Anemonen, leben frei und kriechen langsam auf dem Meeresboden, namentlich an felsigen Rändern der Küste umher. Sie entwickeln kein geschlossenes Kalk-Skelett und sind daher auch in fossilem Vorkommen nicht bekannt.

Die Anthozoen erlangen zum Theil durch Ausscheidung eines festen Kalkgerüstes eine grosse geologische und palaeontologische Bedeutung. Diese finden sich in sämmtlichen geologischen Meeresformationen und oft in besonderen Schichten reichlich vertreten, namentlich vom oberen Silur-Systeme an. Andere Anthozoen sitzen auf einer hornigen Achse, die sich nur sehr wenig zur fossilen Erhaltung eignet. Noch andere stellen nur eine weiche Sarkode-Masse dar, diese kennt man nicht aus älteren Ablagerungen erhalten.

Die Ausscheidung der hornigen oder kalkigen Substanz geschieht theils durch die äussere Haut (Epidermis), theils im Inneren der Sarkode-Schichten des Thieres und zwar besonders im unteren (oder hinteren) Theile desselben, und gewährt namentlich den kleinen Thierindividuen der grossen Stöcke eine Zuflucht, in die sie die obere Körperscheibe oder den Kelch mit den Fühlern zurückziehen können. Der Mund mit der Tentakel-Scheibe bleibt weich. Namentlich scheiden die Fühler niemals feste Substanz aus und sind daher auch bei fossilen Funden nie erhalten. Die Ausscheidung der kalkigen Substanz geschieht von verschiedenen Körpertheilen aus und in sehr mannigfacher, schwer zu übersehender Weise.

In manchen Fällen wird nur im Inneren der gemeinsamen Achse von baum- oder strauchförmigen Stöcken hornige oder kalkige Masse abgeschieden, die Abscheidung ist aber nur scheinbar eine innere. Sie geht von der Oberhaut der Grundfläche aus und schreitet nach oben und innen vor. Dies ist namentlich bei Alcyonarien der Fall.

In anderen Fällen bildet sich im Inneren der Körperhaut ein röhrenförmiges Kalkgerüst, Gemäuer *(muraille)*, welches wenig oder nichts von den Fächern der Leibeshöhle erkennen lässt. So bei den Tubiporen und anderen sogen. Röhren-Korallen.

Am wichtigsten ist die gleichzeitige Abscheidung von Kalksubstanz im Inneren der Körperhaut und der aus dieser in die innere Leibeshöhle hervortretenden Falten. Im Verlaufe dieses Vorganges verkalken Gemäuer und Septen in verschiedenen Abstufungen.

Die Verkalkung beschränkt sich bald auf die Ausscheidung loser Kalkpartikeln, bald entsteht auch ein lockeres poröses Kalknetz, bald endlich erscheint ein geschlossenes oder nur von einzelnen Canälen durchbrochenes Kalkgerüst, welches die Gestalt der Leibeswandungen und der von diesen nach innen ausstrahlenden Falten wiedergiebt.

In diesem letzteren Falle stellt das Kalkskelett eine mehr oder minder kegelförmige oder walzige Röhre mit innern Sternlamellen oder Septen dar und diese Art der Verkalkung der Anthozoen ergiebt die für Deutung der fossilen Formen und deren Vergleichung mit den nächstverwandten lebenden Arten am besten geeigneten Exemplare. Dies ist namentlich bei Tetrakorallien und Hexakorallien in ausgezeichneter Weise der Fall.

Die Verkalkung der häutigen Falten, welche in das Innere der Leibeshöhle hereinragen, bildet nun die Strahlen oder Sternlamellen, *septa*, deren Zahl und successive Vervielfältigung die reichsten Aufschlüsse über Bau und systematische Stellung des Thieres gewährt, dessen Körperwand und Strahlenfalten sich durch die bei Lebenszeiten vorgehende Versteinerung gleichsam verewigten.

Die besondere Gestaltung ist dabei sehr mannigfaltig. Bald sieht man im Innern der verkalkten Körperwand nur schmale kurze Sternleisten hervortreten, die zum Theil selbst nur als schwach vorragende Streifen erscheinen können. Bald auch und zwar in der Mehrzahl der Fälle treten die Septen stark ins Innere der Wohnzelle vor. Jüngere Septen schalten sich dann zwischen den älteren ein, die primären Septen rücken dann mit dem Wachsthum des Thiers gegen die Achse vor und schmelzen auch wohl in dieser mit einander zusammen, während secundäre nachfolgen und ebenfalls successiv gegen die Achse zu herantreten.

So haben die Hexakorallien zu Anfang der Verkalkung sechs Septen, welche die Wohnzellen in sechs Gefächer abtheilen. Dies sind die Septen erster Ordnung oder der erste Cyklus. Mit dem Heranwachsen des Thieres beginnen sechs secundäre Septen sich einzuschalten, anfangs sind es noch schwache Streifen, später treten sie weiter in die Leibeshöhle vor. Die Wohnzelle hat jetzt $6 + 6 = 12$ Septen. (Zwei Cyklen).

In der Folge schalten sich die tertiären Septen ein, eine tertiäre Lamelle je zwischen einer primären und einer secundären, zusammen 12 tertiäre Septen. Die Wohnzelle hat in dieser Altersstufe 24 Septen, nämlich 6 primäre, 6 secundäre und 12 tertiäre. (Drei Cyklen.)

Dieser Vorgang geht bei manchen Anthozoen, z. B. bei den Fungiden, noch weiter und das Zahlenverhältniss wird dann immer schwerer zu übersehen, namentlich da zugleich oft die späteren Septen sich eng zusammendrängen und unregelmässig werden, hin und wieder auch verkümmern.

Man muss dann zur Ermittelung des primären Zahlenverhältnisses der Septen auf Jugendformen zurückgehen.

Bei *Cyclolites*-Arten der Kreideformation geht die Zahl der Septen zu 300—400 und darüber.

Noch weiter verwickelt sich der Vorgang mit dem Zusammenstossen der Septen in der Achse der Wohnzelle. Es entsteht dadurch oft eine Säule, *colu-*

mella. Bald besteht sie nur aus zusammengewundenen Theilen der Septen, bald gestaltet sie sich als eine eigene poröse (schwammige) Masse.

Zuweilen wächs diese Säule in Form einer längeren Spitze über die Septen hinaus und stellt ein vorragendes Stäbchen dar. In anderen Fällen wachsen auch noch von der vorragenden Säule aus den Septen oder Sternlamellen besondere Blätter entgegen, die also in Strahlenform die Säule umgeben. Wir können nicht alle Einzelheiten im mannigfach sich verwickelnden Bau der Stern-Korallen und ihre schwierige Nomenclatur hier erörtern, müssen aber noch der Querböden *(tabulae)* gedenken, die besonders bei palaeozoischen Korallen eine wichtige Rolle spielen und daher nicht übergangen werden können.

Manche Anthozoen heben sich, wenn das Gemäuer der Wohnzelle im Verlaufe des Wachsthums eine gewisse Höhe erreicht hat, in derselben etwas empor und scheiden dann gegen unten eine Kalkplatte ab, welche zwischen den Septen quer (bezw. horizontal) verläuft. Dies kommt besonders bei Asträiden z. B. *Stylina* vor. Werden die queren Platten zu vollständigen Scheidewänden, die vom Gemäuer ununterbrochen zur Achse fortsetzen, so heissen sie Böden *(tabulae*, französ. *planchers)*. Sehr ausgebildet und zahlreich erscheinen diese queren Böden bei den palaeozoischen *Favosites*-Arten, die mit einigen verwandten Gattungen darnach auch als Tabulaten bezeichnet wurden.

Ebenso erscheinen die Böden bei den palaeozischen Cyathophyllen und anderen verwandten Gattungen der Tetrakorallien sehr ausgebildet. Die Gattung *Cystiphyllum* zeichnet sich durch eine zusammengesetztere Auffüllung des Grundes der Wohnzelle aus. Die Septen stellen nur wenig vortretende Streifen dar und der innere Raum füllt sich von unten nach oben durch flache blasenförmige Abscheidungen aus, welche die Bedeutung von Böden haben.

Auch die Aussenseite des Gemäuers der Wohnzelle zeigt besondere Charaktere. Namentlich sind viele Korallen der Länge nach gerippt und die Rippen entsprechen dann oft der Zahl der Septen oder sie fallen, wo das Gemäuer nur dürftig ausgebildet ist, ganz mit letzteren zusammen.

Dazu kommt bei manchen Korallen noch eine äussere (epidermidale) Kalk-Rinde, welche sich über Gemäuer und Rippen ansetzt. Dieselbe heisst Epithek. Sie bildet gern querlaufende Runzeln. Bisweilen verlängert sie sich auch in wurzelartige Ausläufer, mittelst welcher sich das Thier auf Steinen oder anderen festen Gegenständen anheftet.

Um eine neue Stufe verwickelt sich Bau und Nomenclatur der Anthozoen mit dem Auftreten zusammengesetzter Stöcke, namentlich wenn dabei die Thier-Individuen der Stöcke sich nur unvollständig von einander trennen und mit dem oberen Körpertheil (und dem Kelch der Wohnzelle) in Zusammenhang bleiben.

Die wenigsten Anthozoen bleiben immer einfache Individuen, welche nur durch Eier sich fortpflanzen. Weit häufiger ist die Bildung zusammengesetzter Stöcke durch Knospenbildung *(gemmation)* oder eine mehr oder minder weit gehende Selbsttheilung *(fissiparité)* der Individuen.

Am einfachsten ist noch die Stockbildung auf dem Wege der Knospung. Es entsteht dabei an dem oberen Rand des Thiers eine knospenartige Anschwellung, die allmählich zu einem neuen röhrenförmigen Thier heranwächst, welches sich jedoch vom mütterlichen Stamme nicht mehr ablöst. Die Individuen hängen dann nur am Grunde zusammen und bleiben von da und namentlich mit dem Kelchrande frei. So ist es z. B. mit der noch lebenden *Cladocora caespitosa* LAM. des

Mittelmeers, ebenso verhält sich *Cyathophyllum caespitosum* Goldf. aus dem devonischen Kalke der Eifel.

Bei anderen Stöcken bleiben die Individuen bis gegen den Kelchrand hin in beständiger Verbindung z. B. durch Poren des Gemäuers. So ist es z. B. bei den palaeozoischen *Favosites-* oder *Calamopora*-Arten.

In noch anderen Fällen hängen die Individuen eines Stockes in Folge unvollständiger Sonderung des Kelchs in Längsreihen (Calicial-Serien) zusammen und stellen dann oft mäandrische Zeichnungen auf der Oberfläche des Stockes dar. So bei der lebenden Gattung *Maeandrina* und einer Anzahl verwandter fossil vorkommender Gattungen.

Bei den Korallenstöcken wiederholen sich dann die Gebilde der Einzelkorallen, aber oft in viel verwickelterer Weise. Bei manchen Stöcken ist das Gemäuer der Individuen unausgebildet oder sehr porös durch Sarkode-Stränge, welche die einzelnen Individuen in Verbindung erhielten. Bei anderen Formen gehen auch von einem Thierindividuum die Septen ununterbrochen durch das Gemäuer, von einer Wohnzellen-Achse zur anderen *(septa confluentia)* z. B. bei den *Thamnastraea*-Arten des Jura und der Gosau.

In anderen Fällen entwickelt sich zwischen den Gemäuern benachbarter Wohnzellen eines Stockes ein blättriges oder poröses Kalkgewebe, das sogen. Cönenchym (Gemeingewebe). Ausgezeichnet ist dieses z. B. bei *Heliolites porosus* Goldf. aus dem devonischen Kalke der Eifel, wo es Längsröhren und quere Böden zeigt und einen breiten Zwischenraum zwischen den Wohnzellen ausfüllt. Gemeinsame Bildung äusserer Rippen und über diesen noch ein gemeinsamer Absatz einer äusseren runzeligen Kalkschichte (Epithek) kommt ebenfalls bei Korallen-Stöcken vor. Bisweilen setzt sich auch wieder die äussere Kalkrinde in wurzelartige Verlängerungen fort, mittelst welcher der ganze Stock sich auf einer festen Grundlage anheftet, wie dies namentlich bei der Gattung *Michelinia* aus dem Kohlenkalk von *Tournay* ausgezeichnet vorkommt.

Wir können nicht alle diese mannigfaltigen Einzelheiten erschöpfen. Wir gehen zur Bildung der Korallen-Riffe über.

Ein Theil der Anthozoen erlangt besondere geologische Bedeutung durch den allmählichen Aufbau der sogen. Korallen-Riffe (engl. *reefs*, *coral-banks)*, die in tropischen Meeren sich wie vorgeschobene Mauern weithin entlang der Küsten erstrecken (z. B. an der Nordost-Küste von Australien auf mehr als 200 deutsche Meilen) oder vereinzelt aus dem Meere hervorragende Inseln umziehen, auch wohl als hohe Oberbauten noch die Stelle versunkener Inseln oder Inselgruppen anzeigen.

Der Riffbau beruht darauf, dass das aus dem Mutterthier durch Knospung oder Selbsttheilung hervorgehende neue Individuum mit demselben in Verbindung bleibt, gleich demselben ein festes Kalk-Skelett abscheidet und entsprechend zum Aufbau des gemeinsamen Felsgeflechtes beiträgt. Diese Art des Wachsthums geschieht nur bei verhältnissmässig wenigen Arten in solcher Massenhaftigkeit, dass daraus ein geschlossener Riffbau hervorgehen kann.

Eine Menge anderer Korallen, wie auch Anneliden, Mollusken, See-Igel u. s. w. siedeln sich dann unter dem Schutze der emporwachsenden Mauer an, während Fische mit harten Mahlzähnen dieselben umkreisen, um die weichen belebten Theile abzuweiden.

Korallen-Riffe entstehen heutzutage nur in Meeren der tropischen oder auch wohl noch der subtropischen Zonen. Am verbreitetsten sind sie zwischen

28° nördl. und 28° südl. Breite. Die riffbildenden Arten erfordern eine mittlere Meerestemperatur von 25—30° C., nur wenige derselben leben noch bei 20 oder 16° mittlerer Wärme. Im atlantischen Meere hat Florida mit den Bahama-Inseln und den Bermudas (32° 51') die nördlichsten Korallen-Bauten.

Das Vorkommen ansehnlicher Korallenriffe in älteren Ablagerungen — vom Silur-System bis zur oberen Kreide -- spricht also für die wärmere Temperatur des Meeres der früheren geologischen Epochen. Die Riffbildung in der Kreide-Epoche geht noch bis 55° und 56° nördl. Br. (Faxoe auf Seeland.)

Die riffbauenden Korallen leben auch in den tropischen Meeren nur vom mittleren Wasserspiegel bis zu einer Tiefe von 30 bis etwa 40 Meter.

Die Riffbauten im grossen Senkungsgebiete des indisch-pacifischen Oceans reichen mit jähen Mauerabfällen in weit grössere Tiefen, bestehen aber unterhalb der tiefsten Zone, in welcher die Thiere noch leben können, aus abgestorbenen Stöcken.

Es erweist dies die fortdauernde allmähliche Senkung der betreffenden Meeresregionen. Sie geht so langsam vor sich, dass die riffbauenden Korallen im Laufe von Jahrtausenden Zeit fanden, an den oberen Rändern des sinkenden Riffs nachzubauen und dessen Scheitel fortwährend im Spiegel des Meeres zu erhalten.

Die erste Stufe des Vorganges ist eine von dem vorragenden Berg-Gipfel eines der Senkung verfallenden Festlandes bedingte Insel, umsäumt von einem an dem Abhang derselben entstandenen Korallenriffe, einem normalen Saum-Riff. Im weiteren Verlaufe des Vorganges verfällt auch der Gipfel des betreffenden Berges der Versenkung. Es bleibt dann unter beständigem Nachwachsen nur der Scheitel der Korallenbauten in der Spiegelhöhe, wobei gewöhnlich noch eine von Meereswasser erfüllte Lücke der Mitte die Stelle der längst verschwundenen Bergspitze andeutet. Dies sind die sogen. Atoll's oder ringförmigen Korallen-Inseln, Lagunen-Riffe, deren man hunderte kennt (im tropischen Theil des Stillen Meeres allein 290). Jedes Atoll des indopacifischen Oceans entspricht einer Bergspitze eines versunkenen Festlandgebiets.

Man kennt Korallenriffe, deren äusserer Mauerabfall eine Höhe von 600 Meter ergiebt, auch noch darüber. Das Nachwachsen der riffbildenden Madreporen wird zu höchstens 2 Centim. im Jahre veranschlagt. Es ist also offenbar, dass zahlreiche Riffe seit vielen Jahrtausenden im Nachwachsen begriffen sind.

Man kann darnach auch annehmen, dass Korallen-Lager älterer geologischer Epochen, besonders wenn sie grosse Mächtigkeit zeigen, einem allmählicher Senkung verfallenen Meeresgebiete angehören, dessen Senkung so langsam erfolgte, dass die riffbildenden Thiere fortwährend nachwachsen konnten.

Die Klasse der Anthozoen ist vom unteren Silur-System an in den Meeresabsätzen aller geologischen Formationen vertreten. In den ältesten sedimentären Schichten sind die Funde noch zweifelhaft. Sicher werden sie in der zweiten Silur-Fauna und im oberen Silur-System (dritte Silur-Fauna) treten sie in reicher Formen-Mannigfaltigkeit auf. Sie bilden hier schon riffartige Lager, z. B. auf der Insel Gothland. Aehnliche Riffe bilden sie im devonischen Kalke der Eifel, z. B. zu Gerolstein und zu Bensberg bei Cöln.

Vorherrschend in diesen älteren Ablagerungen sind die *Tetracorallia* mit *Cyathophyllum*, *Cystiphyllum* u. s. w. vertreten. Mit ihnen mehrere Tabulaten, namentlich die Gattungen *Calamopora* oder *Favosites* und *Alveolites*, die man jetzt unter die *Hexacorallia* stellt. Ferner eine Anzahl von Röhrenkorallen wie *Haly-*

sites, Syringopora und *Aulopora*, die man neuerdings den lebenden Tubiporiden *(Octocorallia)* zuzählt. Ferner die in ihrer systematischen Stellung schwankenden *Heliolites*-Arten. Aehnlich ist auch noch die Korallen-Fauna des Kohlenkalks und die sehr spärliche des permischen Systems (Zechstein). Aber darnach tritt eine bedeutende Aenderung ein.

Wo diese palaeozoischen Korallen ihren Ursprung nahmen, ist aus dem geologischen Archive nicht zu ersehen. Aus anatomisch-physiologischen Gründen leitet E. Haeckel die Anthozoen zusammen mit den Hydroiden von den Spongien her. Unter diesen treten nämlich schon ähnliche strahlig gebaute Gestalten (aber noch mit schwankendem Zahlenverhältniss der Antimeren) auf, die eine gewisse vermittelnde Stellung einnehmen und die Abstammung der Korallen von strahligen Spongienformen älterer Epochen wahrscheinlich machen.

Nach Ablagerung des Zechsteins erlitt die Anthozoen-Fauna der Meere eine beträchtliche Umgestaltung — zusammen mit anderen Ordnungen der Pflanzen- und Thierwelt — durch Einfluss geologischer Verhältnisse, deren Natur wir zu durchschauen zur Zeit noch vergeblich trachten.

Im Jurakalk z. B. zu Nattheim in Schwaben und in der Kreideformation, besonders in der Gosau (Salzburg) erscheinen wieder mächtige Korallen-Ablagerungen, aber sie enthalten ganz andere Anthozoen-Gattungen, als die, welche wir im silurischen und im devonischen System herrschend trafen. Statt dieser herrschen in den Korallen-Riffen der Jura- und der Kreide-Formation Hexakorallien von sechszähligem Septal-Apparat, namentlich aus den Gattungen *Thamnastraea* (und *Synastraea), Isastraea, Maeandrina, Stylina, Astrocoenia, Montlivaltia* (oder *Anthophyllum), Thecosmilia, Calamophyllia, Cyclolites* u. s. w.

Die Hexakorallien bilden auch die Hauptmasse der heutigen tropischen Korallen-Riffe, aber meist wieder in anderen Gattungen, namentlich *Madrepora, Porites, Astraea, Maeandrina, Millepora* u. s. w. Gewisse heute lebende *Porites*-Arten können für sich allein in den Tropen Stöcke von 8—9 Meter Durchmesser aufbauen.

Wir gehen nun zum System der Anthozoen über. Diese Klasse zerfällt in zwei Hauptordnungen *Alcyonaria* oder *Octactinia, Octocorallia* mit herrschender Achtzahl und *Zoantharia.*

Die Alcyonarien, *Octocorallia,* sind Anthozoen mit stets acht regelmässig gefiederten Tentakeln, die Eingeweidehöhle *(cavité viscerale)* ist durch acht Mesenterialfalten in ebenso viele Gefächer abgetheilt.

Unter diesen achtzähligen Korallen zeichnen sich die Gattungen *Isis, Corallium* und *Mopsea* durch eine feste, theils kalkige, theils hornige Achse des Stockes aus, die aber nur scheinbar ein inneres Gebilde ist, in Wirklichkeit aus einer epidermalen Ausscheidung besteht, die dem Epithek anderer Korallen entspricht. Der Stock beginnt an der Unterseite, wo er auf einer festen Grundlage sich angeheftet hat, mit einer festen, epidermalen Ausscheidung, über der dann eine Reihe neuer Schichten sich ablagern, so dass eine feste Säule entsteht *(colonne sclerenchymateuse)*, die dem baumförmig fortwachsenden Stock einen innern Halt ertheilt. An der Oberfläche dieser von unten nach oben nachwachsenden Achse sitzen die Thierindividuen, deren gemeinsame Basal-Epidermis das gemeinsame Skelett des Stockes erzeugt und an der Spitze von Stamm und Zweigen fortbildet.

Einige wenige Arten kommen fossil vor, namentlich in tertiären Meeresschichten.

Corallium pallidum Michelin aus dem Miocän von Turin *(Corallium rubrum*

Michelotti) steht der heute im Mittelmeer lebenden rothen Edelkoralle *(Corallium rubrum* Lam.) *(Isis nobilis* L.) nahe, unterscheidet sich aber durch feinere Oberflächen-Streifung der verzweigten Stock-Achse.

Die Pennatuliden oder Seefedern bilden ähnliche Stöcke mit gemeinsamer fester Stockachse, die Stöcke sind aber nicht fest gewachsen, sondern stecken mit der stabförmig verlängerten Stock-Basis in Sand oder Schlamm, treiben auch wohl gelegentlich im Meere frei umher. Von *Virgularia* und *Pavonaria* werden fossile Funde erwähnt.

Interessanter sind die Tubiporiden des indisch-australischen Meeresgebietes. *Tubipora* bildet grosse kalkige Stöcke von cylindrischen, gedrängt stehenden, fast parallel emporwachsenden Wohnzellen. Sie zeigen auf der Innenseite keine Septen, wohl aber erscheinen sie absatzweise von queren Böden *(tabulae)* durchsetzt, die dem Emporsteigen des anwachsenden Thieres entsprechen. Aehnliche quere Böden bilden sich auch ausserhalb der Wohnzellen und verbinden die einzelnen Röhren derselben zu einem festen Stockwerksbau. Hiervon der Name Orgelkoralle. Linné vereinigte alle ihm bekannten Formen unter der Bezeichnung *Tubipora musica*. Es giebt aber in den tropischen Meeren eine viel grössere Anzahl von Arten.

Aus Europa kennt man keine fossilen Tubiporen, wohl aber aus den palaeozoischen Formationen aller Erdtheile eine Reihe von Gattungen schwer zu deutender Röhrenkorallen, die man — wie seinerseits schon Linné — nach mancherlei Deutungen — neuerdings wieder den Tubiporiden anreiht.

Es gehören dahin namentlich die Gattungen: *Halysites* Fisch. *(Catenipora* Lam.); *Syringopora* Goldf.; *Aulopora* Goldf.

Beide ersteren wurden ehedem den Tabulaten zugezählt.

Halysites (Catenipora) bildet Stöcke von langprismatischen, etwas an den Seiten zusammengedrückten, neben einander emporwachsenden Wohnzellen. Sie hängen mit den schmäleren Seiten zusammen, so dass auf der Scheitelfläche des Stockes die Mündungen die Gestalt zusammenhängender Ketten darstellen. Im Innern zeigen die Wohnzellen zahlreiche horizontale Querböden *(tabulae, planchers)* sowie schwach ausgebildete Septen (angeblich 12).

Halysites catenularia Lam. *(Catenipora escharoides* Goldf., *Tubipora catenularia* Lin.) ist häufig im obern Silur von Gotland, Dudley in England u. a. O. Die jungen Röhren setzen sich zur Seite einer älteren oder zwischen je zwei älteren an.

Die Gattung *Syringopora* bildet ähnliche Stöcke, aber die Wohnzellen sind drehrund und hängen nur in bestimmten Höhenabständen durch feine horizontale Röhren mit einander zusammen. Tafeln ausgebildet, Septen schwach angedeutet, Arten im silurischen, devonischen und carbonischen System.

Hierzu kommt noch aus dem devonischen System die in ihrer zoologischen Stellung sehr schwankende Gattung *Aulopora*. Sie zeigt ein röhrenförmiges Gemäuer, das statt der Septen nur eine Längs-Streifung der Innenseite erkennen lässt. Auch fehlen hier die Böden. Die Vermehrung geschieht durch seitliche Knospung.

Aulopora repens Walch. *(Tubiporites serpens* Schloth.) ist eine häufige und bezeichnende Röhrenkoralle des devonischen Kalks (z. B. zu Gerolstein in der Eifel und Bensberg bei Cöln). Der Stock kriecht in Netzform auf anderen Korallen umher und vermehrt sich reichlich durch Sprossen, die dicht neben den Röhren-Mündungen hervorbrechen und mit dem Mutterthier in Verbindung bleiben.

Die Gattung *Aulopora* ist in sicheren Arten nur aus dem devonischen System bekannt, aber in zoologischer Hinsicht eine schwer unterzubringende Form. (Manche Bryozoen sind sehr ähnlich und zu diesen rechnet man jetzt auch die den Auloporen ähnlichen Fossilien des Jura-Systems, *Alecto* Lamx.)

Mannigfache Deutung fand die in den heutigen tropischen Meeren lebende Gattung *Heliopora* Blainv., ausgezeichnet durch Sternlamellen der Wohnzellen und reichliches röhriges Cönenchym. Die Thiere führen acht Tentakeln.

Ebenso zweifelhaft im System ist die der vorigen ähnliche palaeozoische Gattung *Heliolites Dana*. Bei dieser zeigen die Wohnzellen der grossen knolligen oder rasenförmigen Stöcke ausgezeichnet deutliche Sternlamellen, *septa*, in der Zwölfzahl. Querüber verlaufen horizontale Böden oder *tabulae*. Sie tragen in der Mitte eine kleine Säule. Zwischen den Wohnzellen erscheint eine feinröhrenförmige epidermale Ausscheidung mit quer durchstreichenden Böden, sie nimmt einen breiten Zwischenraum zwischen den Wohnzellen ein. Dies ist das Cönenchym oder Gemeingewebe.

Heliolites insterstincta Linné ist häufig in den Korallen-Bänken des oberen Silur von Dudley in England und auf der Insel Gothland.

Heliolites porosa Edw. (*Astraea porosa* Goldf.) erscheint häufig und wohlerhalten im devonischen Kalk von Gerolstein mit ausgezeichnet 12zähligem Septal-Apparat. Diese devonische Art schliesst sich unmittelbar der silurischen an. Das Cönenchym der devonischen ist stärker entwickelt.

Man stellt neuerdings *Heliolites* zusammen mit *Heliopora* zu den Oktokorallien.

Wir kommen zur zweiten Hauptordnung *Zoantharia*.

Sie begreift Thiere mit einer verschiedenen, oft sehr grossen Anzahl von Tentakeln (6—12 und mehr), die bald einfach bald unregelmässig verästelt sind. Die Mesenterialfächer und mit ihnen auch die kalkigen Septen erscheinen bald in Vervielfachung der Vierzahl, bald der Sechszahl.

Dahin gehören wieder eine Reihe sehr verschieden gearteter Formen, theils von weichem Körper, theils mit hornigen, theils, und dies in den meisten Fällen, kalkigen Skelettbildungen.

Zoantharien von weichem Körper ohne Skelett-Bildung sind die an den Meeresküsten häufigen Actinien oder See-Anemonen. Sie sitzen mittelst einer Fussscheibe an Felsen und können mittelst derselben fortkriechen. Sie eignen sich nicht wohl zu fossiler Erhaltung und sind darnach aus älteren Formationen nicht bekannt.

Eine hornige Stockachse bilden die Antipathiden oder Stauden-Korallen. Sie ist denen gewisser Alcyonarien ähnlich und ebenfalls eine von der Basis zum Gipfel des Stockes aufwachsende (scheinbar innere) Epidermal-Ausscheidung, aber die auf ihrer Aussenfläche sitzenden Thierindividuen haben sechs einfache Tentakeln.

Man kennt fossile Reste als Seltenheit, wie *Leiopathes vetusta* Micht. aus Miocänschichten von Turin.

Weit wichtiger sind von den Zoantharien die mit festem verkalkendem Skelett ausgestatteten Madreporarien (*Zoantharia sclerodermata*). Sie erscheinen bald als freilebende vereinzelt bleibende Individuen, bald zu mannigfach gestalteten Stöcken vereinigt, zeigen in der Regel einen wohl ausgebildeten Septal-Apparat und erscheinen in zahlreichen Arten, Gattungen und Familien vom unteren Silur-System an fossil. Zu ihnen gehören auch die Mehrzahl der Riff-Korallen der älteren Epochen und die der heutigen tropischen Meere.

Die Madreporarien zerfallen in zwei grosse Abtheilungen, *Tetracorallia* mit vierzähligem Septal-Apparat *(Typus tetrameralis)* und *Hexacorallia* mit sechszähligem Septal-Apparat (vom *typus hexameralis.)*

Von ihnen herrschen die Tetracorallien *(Zoantharia rugosa* MILNE EDWARDS) in den palaeozoischen Epochen, werden im permischen System (Zechstein) selten und erscheinen in den späteren Formationen nur noch in vereinzelten Arten.

Der Septal-Apparat der Tetrakorallien zeigt bei manchen Gattungen die Grundzahl vier in ausgezeichneter Weise erhalten. Bei anderen gestaltet er sich mehr bilateral-symmetrisch. Oder es erscheint auch eine von einem stärker ausgebildeten Haupt-Septum ausgehende fiederartige Stellung der benachbarten Septen. Endlich kann auch eine regelmässig radiäre Anordnung der Septen eintreten, in welcher die primäre Grundzahl vier sich scheinbar verloren hat.

Hierher gehören namentlich die in den Korallenlagern des silurischen und des devonischen Systems reichlich vertretenen Cyathophyllen oder Becher-Korallen, an die sich eine ganze Reihe Subgenera anschliessen.

Ein ausgezeichneter Vertreter ist *Cyathophyllum helianthoides* GOLDF. Diese Art erscheint bald in einzeln bleibenden Individuen von flacher Kegelform und kreisrundem Umriss der Oberseite. Bald entstehen auch durch seitliche Knospenbildung ausgebreitete plattenförmige Individuen-Stöcke, deren Individuen sich an der Oberfläche polygonal zusammendrängen. Die Septalsterne zeigen bei der einen wie bei der anderen Gestaltung sehr zhlreiche (60—80) und unter einander fast gleich starke Septen, die bis zum Mittelpunkte reichen, wo sie etwas unregelmässig werden und sich krümmen.

Diese Art ist häufig im devonischen Kalke zu Gerolstein u. a. O. in der Eifel.

Auch *Cyathophyllum caespitosum* GOLDF. ist im Eifeler Kalke gemein und tritt oft z. B. zu Bensberg bei Cöln als Riff-Bilder auf. Die Individuen sind bei dieser Art schlank-walzenförmig, vermehren sich durch Knospung an der Seite des Kelches, gabeln sich dann und bleiben von da an mehr oder minder frei, ohne sich gegenseitig polygonal zu drücken. Die Septen sind dünn und erscheinen zu 40 bis 50.

Die Gattung *Cystiphyllum* LONSD. steht den Cyathophyllen nahe, zu welchen sie GOLDFUSS noch zählte. Der Septal-Apparat verkümmert hier sehr und zeigt sich nur noch in Gestalt von schwach hervortretenden Längsstreifen. Dafür zeigt sich eine im Verlaufe des Wachsthums immer höher ansteigende Auffüllung der Wohnzelle durch zahlreiche flache blasenförmig aufgewölbte Kalk-Blätter, welche den Querböden *(tabulae)* anderer Korallen entsprechen.

Cyst. vesiculosum GOLDF. bildet grosse, walzenförmige Individuen von 2 bis 10 Centim. Durchmesser und ist häufig mit vorigen zu Gerolstein u. a. O.

Zu den Tetrakorallien zählt man neuerdings auch ein wichtiges palaeozoisches Fossil, die Gattung *Calceola* DEFR, die aber in der Gestalt des festen Skeletts seltsam abweicht. Man zählte die Calceolen lange zu den Brachiopoden, denen sie durch ein mit einem Deckel versehenes gehäuseartiges, bilateral-gleichseitiges, ungleichklappiges Kalkgebilde ähneln, wiewohl immer Bedenken dagegen verlauteten. Neuere Palaeontologen betrachten *Calceola* als eine Deckelkoralle der Ordnung *Tetracorallia.*

Die Wohnzelle ist pantoffelförmig oder eher noch einer Schuhspitze ähnlich, sehr dickschalig, mit ziemlich tiefem Kelche. Die Aussenseite ist mit einer runzeligen Schicht (Epithek) belegt. Die Septen sind sehr schwach entwickelt und nur durch mehr oder minder erhabene Längslinien angedeutet. Das Haupt-

Septum liegt in der Mediane des Kelchs, an der mit dem Deckel articulirenden flacheren Seite und wurde früher, als man *Calceola* zu den Brachiopoden zählte, für einen Theil des Schloss-Apparates genommen.

Calceola sandalina Lam. wird 26—52 Millim. lang und findet sich häufig und wohlerhalten zu Gerolstein in der Eifel, wo sie die untere Region der mittleren Abtheilung des Devon-Systems auszeichnet.

Die *Hexacorallia* oder sechszähligen Anthozoen, ausgezeichnet durch die im Septal-Apparate mehr oder minder hervortretende Sechszahl *(typus hexameralis)* sind in den palaeozoischen Formationen durch eine Reihe von minder typisch ausgeprägten Formen vertreten, die zum Theil noch von schwankender systematischer Stellung sind. Wohlausgeprägt, in einer ganzen Reihe von Familien, *Poritidae, Fungidae, Astraeidae, Oculinidae, Turbinolidae* u. s. w. erscheinen sie in der Jura- und der Kreide-Formation, stellen hier die Haupt-Riff-Erzeuger dar und erscheinen in ähnlicher Weise auch noch in den heutigen Meeren, namentlich wärmerer Zonen, vertreten. Der *Typus hexameralis* ist bei den Anthozoen überhaupt am zahlreichsten in Arten, Gattungen und Familien.

Ein Beispiel einer ausgezeichneten Hexakorallie ist *Thecosmilia trichotoma* Goldf. (Familie *Astraeidae*), eine im oberen Jura von Nattheim in Schwaben sehr häufige Art. Die Wohnzellen sind schlank-walzenförmig und theilen sich im Verlaufe des Wachsthums durch Bildung neuer Mittelachsen (Selbsttheilung, *fissiparité*) in zwei, drei oder auch mehr neue Aeste, was sich in gewissen Abständen öfter wiederholen kann, so dass daraus grosse meist dreitheilig-doldenartig verzweigte staudenförmige Stöcke entstehen. Die Wohnzellen haben meist 13—26 Millim. Durchmesser und zeigen gegen 30 starke, gedrängte am freien Rande fein gezähnelte Septen, zwischen denen sich unvollständig ausgebildete quere Blätter *(traverses)* ansetzen, welche nicht bis zur Achse reichen. Das kräftige geschlossene Gemäuer zeigt Längsrippen, die den Septen entsprechen und oft ist über den Rippen noch eine äussere runzelige Schichte (ein Epithek) erhalten.

In grossen scheibenförmigen Individuen erscheint die Gattung *Cyclolites* (Familie *Fungidae)*, die für die Kreide-Formation, besonders die Gosau-Ablagerungen der Ostalpen bezeichnend ist. Der Septalapparat besteht aus äusserst zahlreichen dicht gedrängten Septen. Man zählt deren bis 300 und 400 oder noch darüber. Die flache Unterseite zeigt eine starke concentrisch-runzlige Aussenschicht (Epithek). Die grösseren Arten erreichen 7 bis 8 Centim. Durchmesser.

Reichlich vertreten in den palaeozoischen Meeresablagerungen und oft an Riffbildungen betheiligt erscheinen die Favositiden oder Tabulaten *(Zoantharia tabulata* Milne Edwards nach Auschluss der Röhrenkorallen). Ihre Stöcke bestehen aus dicht zusammengedrängten, durch das gegenseitige Drängen prismatisch gedrückten Wohnzellen mit zahlreichen stark hervortretenden queren Böden *(tabulae, planchers)*. Ihr Septalapparat ist nur schwach angedeutet. Das Gemäuer der einzelnen aneinander grenzenden Wohnzellen ist dicht und innig mit den Nachbarzellen verwachsen, aber von einer Anzahl regelmässig gestellter Poren durchbrochen, durch welche die Thier-Individuen mit einander in Lebensverband standen.

Neuerdings stellt man die Favositiden in die Nähe der Poritiden *(Hexacorallia)*. Wo sie einigermassen deutliche Septen bilden, zeigt sich die Sechs- oder die Zwölf-Zahl.

Favosites Gothlandicus Lin. ist häufig im obersilurischen Kalke der Insel Gothland, ebenso häufig eine nur wenig davon abweichende Art *Favosites Goldfussi*

d'Orb. *(Calamopora Gothlandica* Goldf.) im devonischen Kalke von Gerolstein. Beide bilden hochgewölbte, kugelige oder knollenförmige Stöcke mit ungleichgrossen Kelchen (Wohnzellen-Ausmündungen) von drei Millimeter Durchmesser oder etwas darüber. Die Stöcke erreichen oft 30 Centim. Grösse.

Ein anderer Favositide ist *Alveolites suborbicularis* Lam. *(Calamopora spongites* Goldf. zum Theil). Die Stöcke werden 6 und mehr Centim. gross, bestehen aus zahlreichen kleinen Wohnzellen und überwuchern in schwammähnlichen Gestalten andere Korallen. Die Mündungen der Wohnzellen sind unregelmässig verbreitert, etwas dreiseitig. Ein einzelnes Septum ist deutlich entwickelt. Diese Art ist in devonischen Korallenriffen zu Gerolstein und Bensberg häufig.

Zu den Favositiden gehören auch die im Kohlenkalke reichlich auftretenden Gattungen *Chaetetes* und *Michelinia*, erstere beginnt schon im unteren Silur-System. *Michelinia* bildet wabenartige Stöcke, deren äussere Kalkrinde (oder Epithek) sich in wurzelförmige Verlängerungen fortsetzt und mittelst dieser die ganze Gesellschaft auf einer festen Unterlage befestigt. *Michelinia favosa* Kon. hat seichte durch blasenartige Querböden aufgefüllte Kelche von 6—8 Millim. Breite und findet sich in wohlerhaltenen verkieselten Exemplaren im Kohlenkalke von Tournay in Belgien. Diese Koralle sieht auf den ersten Anblick wie ein Wespennest aus *(favus*, die Wabe).

Arachniden

von

Dr. Friedrich Rolle.

Die Spinnen und spinnenartigen Thiere, *Arachnida, Arachnoidea*, sind achtbeinige Gliedfüsser, in der grossen Mehrzahl auf dem Lande lebend und durch eigenthümliche Luftröhren oder Tracheen *(tracheae)*, Luft athmend, *Arthropoda tracheata*.

Hierher gehören die Skorpione und ihre Verwandten, die eigentlichen Spinnen, *Araneae*, und die Milben, *Acari*, aber auch noch besondere abweichende Gruppen, wie die Asselspinnen oder Pycnogoniden, die im Meere leben und keine besonderen Athemorgane erkennen lassen.

Sie erscheinen zusammen mit den ihnen zunächst verwandten Myriapoden und Insekten schon in einer sehr frühen geologischen Epoche — der Steinkohlenformation — fossil vertreten. Ihre älteren Stammesverwandten sind aus dem geologischen Archiv nicht zu ersehen. Jedenfalls waren es Crustaceen. E. Haeckel erkennt in der heute im wärmeren Asien und an der Wolga lebenden Skorpionsspinne oder Walzenspinne, *Solifuga* oder *Solpuga (Galeodes araneoides)*, bei welcher Kopf, Brust und Hinterleib noch deutlich geschieden sind, der Kopf mehrere beinartige Kieferpaare, die Brust an drei Ringstücken (Segmenten), drei wahre Beinpaare trägt, einen nur wenig veränderten Nachkommen der ältesten Arachniden, was um so mehr zulässig ist, als auch die Skorpione der Steinkohlenformation nur wenig von heute lebenden Gattungen sich unterscheiden.

Die Solifugen leitet Haeckel von Crustaceen ab, die der heutigen Dekapoden-Larve oder *Zoea* ähnlich gebaut gewesen sein mögen. Aber von diesen präsumtiven Gliedern der Ahnenreihe der Arachniden und überhaupt der *Arthropoda tracheata* ist bei dem heutigen Stande unserer palaeontologischen Sammlungen noch kein thatsächlicher Erweis beizubringen.

Den Solifugen *(Solifugae)* schliessen sich demnächst die Phryniden *(Phrynidae)*, die Skorpione und die Bücherskorpione an. Endlich folgen in weiterem Abstand die Spinnen und Milben, beide letztere erst aus viel jüngeren geologischen Formationen bekannt und offenbar tiefer umgewandelte Stammesverwandte der vorigen darstellend.

Die Skorpione, *Scorpionidae*, führen an dem schildförmigen Kopfbruststück *(Cephalothorax)* vier Paar gleich gestaltete Beine, deren letztes Glied in ein Krallenpaar ausgeht.

Von den Mundwerkzeugen (Tastern, *palpi)* ist das vorderste Paar ungewöhnlich stark ausgebildet, viergliedrig und läuft in eine breite Scheere aus, die denen der Krebse ähnlich ist, sich aber dadurch unterscheidet, dass der äussere Ast beweglich ist, überhaupt mit den scheerenführenden Beinpaaren der Krebse nicht morphologisch identisch ist, eher mit den Fühlern *(antennae)* der Krebse. Hinter dem Kopfbrustschild folgt ohne besondere Einschnürung der breite, lange, aus vielen (12) Segmenten bestehende Hinterleib *(abdomen)*. Er läuft in einen spitzen hakenförmigen Stachel aus, der in Verbindung mit einer Giftdrüse steht.

Das Kopfbruststück trägt auf der Oberseite gegen vorn zwei grosse Augen, die auf einer besonderen Erhöhung stehen, und davor noch eine Anzahl (zwei bis fünf Paar) kleinerer Augen, im Ganzen also 6 bis 12.

Die Skorpione bewohnen die warmen und heissen Regionen von Asien und Afrika, wo sie bis gegen 15 Centim. Länge erreichen. Der nordafrikanische *Androctonus* hat zwei grosse und 5 Paar kleinere Augen.

Der kleine europäische Skorpion, *Scorpio europaeus* L., lebt in Italien noch bis zum Fuss der Alpen und bei Triest.

Man kennt Skorpione als seltene Funde schon in der Steinkohlenformation.

Cyclophthalmus senior Corda aus einer Steinkohlenschicht von Chomle bei Radnitz in Böhmen ist ein echter Skorpion, zunächst verwandt mit der in Nordafrika heute lebenden Gattung *Androctonus*.

Er stimmt namentlich mit ihr im Auftreten von 12 Augen, die aber bei der fossilen Form im Kreise stehen. Die Hauptaugen erscheinen bei ihr auch vor den Nebenaugen.

Cyclophthalmus senior war eine grosse Art. Obschon die Schwanzspitze nicht erhalten ist, erreicht der vorliegende Theil des Thieres doch 7 Centim. Länge.

An die Skorpione schliessen sich die Pseudoskorpione oder Bücherskorpione an *(Chelifer* und *Obisium)*, sehr kleine Thiere mit breitem Hinterleib ohne schwanzförmige Streckung und ohne Giftstachel. Sie treiben sich bei uns an bemoosten alten Bäumen und in Häusern umher, und machen Jagd auf Milben u. dgl. Sie besitzen aber zuvörderst gleich den echten Skorpionen ein Paar langer, viergliedriger Greiforgane, deren viertes Glied ebenfalls in eine mächtige Scheere endigt.

Microlabis Sternbergi Corda, ebenfalls aus der Steinkohlenformation von Chomle in Böhmen ist ein Pseudoskorpion, der lebenden Gattung *Chelifer* nahe stehend, aber viel grösser als alle verwandten lebenden Arten (33 Millim. lang).

Kleine Pseudoskorpione *(Chelifer)* kennt man auch aus dem Bernstein des Samlandes.

Die eigentlichen Spinnen, *Araneae*, sind eine ausgebildetere Form der Arachniden, von den verwandten Ordnungen der Myriapoden und Insekten bereits weiter abstehend als die Solifugen und Skorpione, hauptsächlich durch die weiter

vorgeschrittene Verschmelzung der Leibesringe (Segmente, Metameren), die den ursprünglichen Arthropoden-Charakter um einen neuen Grad versteckt.

Die Verschmelzung der ursprünglich dem Stamm aller Arachniden zu Grunde liegenden Ringe ist hier schon so weit gegangen, dass der Rumpf nur noch aus zwei Hauptstücken zusammengesetzt erscheint, der Kopfbrust oder dem *Cephalothorax*, der die Kieferorgane und die vier Paar Beine trägt, und dem Hinterleib, *Abdomen*, der durch eine stielförmige Einschnürung von der Brust geschieden erscheint, am äussersten Ende die Spinnwarzen trägt und gleichfalls keine Segmente mehr erkennen lässt. Das vorderste Mundorgan, entsprechend den scheerentragenden Kieferbeinen der Skorpione und den Fühlern *(antennae)* der Krebse, führt hier ein Krallenpaar mit je einer Giftdrüse.

Die Spinnen sind heutzutage in zahlreichen Arten, Gattungen und Familien über den grössten Theil der Erdoberfläche verbreitet, spärlich in kalten, reichlicher in wärmeren und heissen Regionen vertreten. Mächtigere Arten erscheinen in den Tropen, wie die Vogelspinnen, *Mygale*, die mit ausgebreiteten Beinen oft einen handgrossen Raum überspannen und selbst kleineren Vögeln gefährlich werden sollen. (In Süd-Amerika 4—8 Centim. lang).

Ihrem geologischen Auftreten nach gehören die Spinnen, wie es auch ihren hoch ausgebildeten Eigenthümlichkeiten entspricht, zu den erst spät auftretenden Gestalten der Thierwelt. Man hat zwar schon aus dem oberen Jura (Solenhofen in Bayern) fossile Spinnen aufgeführt, aber sie haben sich als Phyllosomen, Larven von zehnfüssigen Krebsen (Palinuriden) herausgestellt.

Auch die Kreideformation hat noch keine fossilen Spinnen geliefert. Sehr zahlreich aber sind ihre Fossilreste in einigen tertiären Ablagerungen, wie im Süsswassermergel von Aix in der Provence und namentlich im Bernstein der Ostseeküste.

Der Bernstein allein lieferte über 100 Arten von Spinnen in mehr als 50 Gattungen, von welchen letzteren einige erloschen sind.

Es sind darunter auch Kreuzspinnen *(Epeira)*, ferner Springer oder Jagdspinnen, welche ihre Beute im Laufe oder im Sprunge erhaschen.

An die Spinnen schliessen sich die Milben, *Acari*, an, aber nicht als höhere Form. Sie stellen einen weit abweichenden Seitenzweig dar, der durch Anpassung an besondere Lebensweise zurückgegangen ist. Es sind meist Parasiten, bei denen vieles, was die Stammesvorfahren besessen haben mögen, in Folge von Einstellung der Benutzung verkümmert zu sein scheint.

Bei ihnen verschmelzen Kopf, Brust und Hinterleib zu einer einzigen ungegliederten Rumpf-Masse. Sie setzen in dieser weiter gegangenen Verschmelzung die Reihenfolge der Solifugen, Skorpione und Spinnen fort.

Man kennt fossile Milben neben Spinnen zuerst aus tertiären Ablagerungen. Aber auch hier bedurfte es zur Erhaltung ihrer winzigen und meist weichen Leiber sehr günstiger Bedingungen, wie sie selten ausser beim Einschluss in Bernstein eingetreten sind.

Man kennt eine grössere Anzahl von Milben im Bernstein der Ostseeküste, unter anderem Land- oder Erdmilben, *Trombidium*, und Zecken, *Ixodes*, welche in Waldungen lebenden Säugethieren auflauerten, um sich in ihre Haut einzubohren.

Auf einem Weidenblatt aus der mitteltertiären Braunkohle von Salzhausen (Wetterau) fanden sich Gallen an Blattrippen sitzend, wie sie heute lebende Blatt-Milben der Gattung *Phytoptus* noch jetzt auf Weidenblättern erzeugen (*Phytoptus antiquus* HEYD.)

Archaeisches System,

(laurentisches, huronisches und cambrisches System, krystallinisches Schiefergebirge),

von

Dr. Friedrich Rolle.

Reste von Pflanzen und Thieren — Versteinerungen, Petrefacten, Fossilien — finden wir in der Regel nur in Gesteinen eingeschlossen, welche schichtenweise als Schlamm oder Sand aus Meereswasser oder aus süssem Wasser abgelagert wurden und darnach als geschichtete — sedimentare — neptunische — Gesteine bezeichnet werden. In anderen Fällen haben organische Reste für sich in solcher Menge sich abgelagert, dass sie besondere Bodenschichten erzeugten. Dahin gehören z. B. Lager von Torfmooren oder von Baumstämmen, von Korallen, Conchylien u. s. w. In seltneren Fällen finden sich in der Reihenfolge der geschichteten Gesteine auch Dammerde-Lager des Festlandes mit eingeschlossenen wurzelnden Baumstämmen.

Die Ablagerung solcher geschichteten Gesteine konnte selbstverständlicher Weise erst beginnen, nachdem im Verlaufe der Ausbildung der festen Erdrinde Niederschläge von atmosphärischem Wasser begonnen hatten und ein Gegensatz zwischen Ocean einerseits — Festland und Inseln mit Flüssen und Süsswasserseen andrerseits — eingetreten war. Diese Zeiten und Zustände der Erdoberfläche sind nur mit Hilfe mehr oder minder schwebender Hypothesen zu erläutern — und oft gilt davon das Sprichwort »So viel Köpfe, so viel Sinne.«

Um diese Zeit mag auch die Entstehung des ersten organischen Lebens — der ersten muthmasslich noch mikroskopisch kleinen Pflanzen- und Thier-Formen — stattgefunden haben. Wir können uns diese Zeiten und Vorgänge nach Maassgabe heutiger Vorgänge und nach unserer mehr oder minder vollständigen Kenntniss der Gesetze der unbelebten und der belebten Natur beiläufig versinnlichen. Aber es bleibt in dieser Hinsicht der persönlichen Meinung noch viel überlassen und die aus der Kenntniss der ältesten Absätze der Gewässer und der ältesten Pflanzen- und Thierreste hervorgehenden positiven Ausgangspunkte sind noch spärlich, wenn auch mit den Fortschritten der Beobachtung und Deutung in erfreulichem Zunehmen begriffen.

Es kommen hier zwei Umstände wesentlich in Betracht. Erstens: Mit dem Eintritte des Gegensatzes zwischen fester Erdrinde und fliessendem oder stehendem Wasser und mit der ersten Ablagerung geschichteter Gesteine begann auch die verändernde Einwirkung von Wasser und Kohlensäure, von oxydirenden und reducirenden Agentien auf dieselben. Die Absätze von Schlamm und Sand wurden umgewandelt und gingen schliesslich in mehr oder minder krystallinische Gebilde — wie Gneiss, Glimmerschiefer u. s. w. — über, die nur noch wenige Spuren einer Ablagerung aus Gewässern zeigen und deren Entstehung daher auch noch Gegenstand sehr verschiedener Deutung ist — und auch wohl lange noch bleiben wird. Im Allgemeinen gilt die Regel, dass je krystallinischer ein Gestein geworden, um so mehr seine organischen Einschlüsse undeutlich geworden oder ganz geschwunden sind. Dies nimmt man um so mehr für die ältesten krystallinischen Schichten an, als auch in der Reihenfolge der jüngeren fossilführenden Formationen hin und wieder krystallinisch

gewordene Lager auftreten, in denen die organischen Einschlüsse undeutlich geworden oder ganz aufgelöst sind.

Zweitens: Die ältesten Formen des Pflanzen- und Thierlebens können, wenn wir den nachweisbaren Entwicklungsverlauf der Pflanzen- und Thierwelt von den ältesten uns erhaltenen Funden bis zum Stande des heutigen Zeitalters in Betracht ziehen, nur nieder organisirte mikroskopische Formen gewesen sein, die der festen erhaltungsfähigen Theile — wie Holz, Gehäuse, Knochen, Zähne u. s. w. — ermangelten und keiner deutlichen Erhaltung fähig waren, daher rasch wieder dem Kreislauf der Elemente verfielen, ohne Spuren ihres Daseins zu hinterlassen.

Wir kennen daher weder die ältesten Absätze der Gewässer mit Bestimmtheit, noch die ersten Anfänge der Pflanzen- und Thierwelt. Wir vermögen nur mit Zuhilfenahme anderweiter wissenschaftlicher Kenntnisse jene Lücke durch Theorien und Hypothesen — so gut es geht — auszufüllen und überlassen die bessere Begründung der Zukunft.

Der nächste Ausgangspunkt ist die Zusammensetzung und Lagerungsfolge des krystallinischen Schiefergebirges.

Archaeisches System ist die neuere Benennung der krystallinischen Schieferformationen (Urgebirge, oder primitive, azoische Schichten.)

Es ist eine sehr mächtige Schichtenfolge von mancherlei krystallinischen, meist schieferigen Gesteinen.

Man unterscheidet in der archaeischen Abtheilung weiterhin das laurentische, das huronische und das cambrische System. Beide letzteren sind kaum zu trennen.

Das laurentische System ist eine sehr mächtige Schichtenfolge von vorwaltend feldspathigen und grobfaserigen Gesteinen. Die Hauptmasse ist Gneiss, mehr untergeordnet erscheinen darin Hornblendeschiefer, Quarzit, körniger Kalkstein u. s. w.

Höher oben folgt das huronische System, ebenfalls eine sehr mächtige Schichtenfolge, die aber im Allgemeinen mehr feldspatharme und mehr schieferige Gesteine führt. Hier erscheinen besonders Glimmerschiefer, aber auch Chloritschiefer, Talkschiefer, Thonschiefer u. s. w.

Kalksteine und graphitische Schichten finden sich sowohl im laurentischen als im huronischen System eingelagert, ebenso auch schon Conglomerate mit mehr oder weniger deutlich erhaltenen Geröllen, die man als Küsten-Gebilde betrachtet.

Das cambrische System folgt über dem huronischen und wird auch als obere Abtheilung desselben aufgefasst. Es besteht besonders aus Conglomeraten, Sandsteinen, Quarziten, und Thonschiefern und führt die ältesten bekannten — sicheren und deutlich erkennbaren — Pflanzen- und Thierreste.

Darüber folgen die unteren Schichten des silurischen Systems mit der bereits sehr fossilreichen Primordial-Zone.

Uns interessiren vom laurentischen System und dem huronischen System zunächst nur die Einlagerungen von Kalkstein und graphitischen Schichten und das Vorkommen des *Eozoon canadense*.

Der Zeitpunkt des ersten Erwachens des organischen Lebens ist zwar unbekannt und in undurchdringlichen Schleier gehüllt. Aber das Vorkommen von Kalksteinen und von graphitischen Schichten im laurentischen und im huronischen Systeme scheint über einige der frühesten Phasen desselben einiges Licht zu verbreiten.

Die Häufigkeit der Lager von körnigem Kalk (Marmor, Urkalk) in den krystallinischen Schiefern — und der Umstand, dass Kalklager in den jüngeren Formationen hauptsächlich aus Anhäufungen kalkhaltiger Pflanzen- und Thier-Substanzen entstanden sind — lassen vermuthen, dass auch in den ältesten Meeresgewässern schon sehr frühzeitig kalkabscheidende Pflanzen und Thiere lebten und durch Anhäufung ihrer Absonderungen Kalklager aufbauten.

Man hat daher Grund, auch alle Lager von körnigem Kalk, die in den krystallinischen Schichten eingelagert auftreten, obschon sie keine erkennbaren Fossilien beherbergen, auf umgewandelte Reste organischer Abstammung zu beziehen, so gut wie die ganz ähnlichen körnigen Kalkbildungen, die örtlich in viel jüngeren Formationen auftreten, als solche anerkannt sind. Jedenfalls rühren alle Kalklager der jüngeren geologischen Epochen sicher von Absätzen organischer Reste her, die bald noch deutlich erhalten, bald wenigstens mit Hilfe des Mikroskops nachweisbar sind. Kalkablagerungen, die deutliche Fossilien enthalten, ergehen sich als Erzeugnisse von Foraminiferen, Spongien, Korallen u. s. w. Aehnliches ist auch für archaeische Kalklager zu vermuthen. Die Kokkolithen, welche die Hauptmenge des heutigen Tiefseeschlamms darstellen, gelten als Erzeugnisse kalkabsondernder Meeresalgen und deren können schon in der archaeischen Epoche vorhanden gewesen sein. Das alles hat eine gewisse Wahrscheinlichkeit für sich. Sicher ist jedenfalls der Beweis durch Negation. Es steht fest, dass Absätze von Kalkgebilden durch rein chemische Vorgänge — ohne wesentliche Mitwirkung von Pflanzen- und Thierleben — auch heutzutage nur in geringem Maasse und in örtlicher Ausdehnung stattfinden z. B. am Austritt kalkhaltiger Sauerquellen und in Höhlen von Kalksteingebirgen. Es ist dies offenbar auch in älteren Epochen so schon gewesen.

Das Vorkommen von Graphit im krystallinischen Schiefergebirge gestattet ähnliche Schlüsse auf die ältesten Vorgänge des organischen Lebens auf Erden.

Graphit erscheint häufig in besondern Flötzen — bald als verhältnissmässig reine Kohlenstoffmasse, bald mit thonigen Substanzen, Glimmer, Quarz u. s. w. gemengt — in Gneis und in Glimmerschiefer untergeordnet. Es ist aber nach der ähnlichen Art des Auftretens von Anthracit in den darauf folgenden silurischen und devonischen Schichten sehr wahrscheinlich, dass die eine wie die andere Form des Kohlenstoffs der letzte Rest von ehemaligen, der Zersetzung anheimgefallenen Lagern von Pflanzensubstanzen ist, deren Gehalt an Sauerstoff, Wasserstoff und Stickstoff unter Einfluss der atmosphärischen und subterrestrischen Agentien schwand, während der Kohlenstoff grössere Widerstandsfähigkeit gegen dieselben Einflüsse äusserte und daher in geschlossener Substanz hinterblieb.

Welcher Art die Flora war, aus deren abgelagerten Resten die Graphit-Lager und graphithaltigen Gesteine hervorgingen, ist allerdings nicht mehr zu ermitteln, wahrscheinlich gehörte sie dem Meere an und bestand aus Algen oder Tangen, die sich im Laufe vieler Jahrtausende anhäuften.

Die Gesteine dieser ältesten Abtheilung in der Reihenfolge der geologischen Formationen sind überhaupt unter dem Einflusse von Wasser, Kohlensäure, Alkalien und überhaupt einer ganzen Reihe von chemischen und physikalischen Einwirkungen in krystallinisch-körnigen oder krystallinisch-schieferigen Zustand übergegangen und gestatten nur noch wenige Schlüsse auf die Zusammensetzung, welche sie bei ihrer ursprünglichen Ablagerung hatten. Namentlich lassen die vorherrschenden ältesten Gesteine — Gneiss und Glimmerschiefer — von

organischen Einschlüssen keinerlei deutliche Spuren mehr erkennen und enthalten auch nur in seltenen Fällen noch Gerölle anderer älterer Felsarten.

Nur die regelmässige Lagerungsweise lässt in diesem Gebiete im Allgemeinen die Absätze der Gewässer von den Erzeugnissen des Feuers unterscheiden, welche gleichzeitig mit ihnen statt hatten und zum Theil durch ihr gangförmiges die geschichteten Gesteine quer durchsetzendes Vorkommen sich als ein Produkt anderer Kräfte verkünden.

Noch aber verbleibt uns die Aufgabe einer Erörterung des problematischen Fossils Eozoon, dessen Deutung seit 1858 die Geologen und Palaeontologen lebhaft beschäftigt hat und noch jetzt Gegenstand getheilter Ansichten ist.

Eozoon canadense Dawson aus den krystallinischen Kalksteinen des laurentischen Systems der Ottawa-Gegend in Canada gilt als Rest des ältesten fossilen Lebewesens. Es bildet in jenen Kalksteinen ansehnliche Nester, zum Theil von mehr als ein Cubikfuss Grösse und zeigt dicke parallellaufende, auch etwas wellig auf und ab gebogene Lagen von Serpentin, Grammatit u. s. w., die mit ähnlichen Lagen von körniger Kalkmasse wechseln, so dass auf dem Querbruche grüne und weisse Bänder in vielfachem Wechsel hervortreten. Man erkennt den besonderen Bau dieser Kalk- und Serpentin-Knollen auf polirten Flächen und in Dünnschliffen, ferner in Exemplaren, deren Kalkgehalt man mittelst Salzsäure ausgezogen hat, so dass ein wabiges Serpentin-Skelett hinterblieb.

Dawson, Carpenter und Andere erkennen im Eozoon die Reste einer riesigen zu grossen Stöcken anwachsenden Foraminifere, welche durch das successive Nachwachsen flacher und unregelmässiger über einander folgender Kammern sich vergrösserte. Die Kammern waren durch Kalklagen von einander getrennt, standen aber zugleich noch vermittelst regellos vertheilter Canäle und fein verzweigter Röhrensysteme in Verbindung. Man vergleicht sie den Helicostegiern und anderen vielfach geschichteten Foraminiferen-Stöcken.

Die Kalklamellen entsprechen nach dieser Deutung den Scheidewänden der einzelnen Kammern, sind also eine mineralische Abscheidung des ehemaligen Bewohners. Die Serpentin- und Grammatit-Einlagerung aber entspricht der Kammer oder dem Wohnraum des Thieres, den Communicationscanälen und den Scheidewandröhrchen, mittelst welcher die einzelnen Thierindividuen des Stockes sich miteinander in organischem Zusammenhang erhielten. Sie waren bei Lebzeiten des Thieres von schleimiger Sarkode (Protoplasma, Eiweisssubstanzen) ein genommen. Extrahirt man den Kalk- und Serpentinknollen mit einer Säure, so hinterbleibt ein Serpentin-Skelett, welches je nach dem besonderen Erhaltungszustande mehr oder minder genau die Gestalt der gesammten thierischen Sarkode des Stockes wiedergiebt. Diese Räume wurden bei der Fossilisation, als die Sarkode zerfloss, durch eingedrungene Silicate ausgefüllt, während die Kammerwandungen Kalkabsonderungen des Thieres waren und noch jetzt körnige Kalkmasse darstellen.

Jedenfalls sind in einer so frühen Stufe der geologischen Reihenfolge organische Reste aus der nieder organisirten Ordnung der Foraminiferen oder Rhizopoden — deren ganzer Leib noch eine structurlose Protoplasma-Masse ist — am ersten zu erwarten gewesen. Der organische Charakter und Ursprung des Eozoon ist übrigens zur Zeit noch zweifelhaft und wird von mehreren gewichtigen Beobachtern bestritten. Das Weitere bleibt abzuwarten.

Das cambrische System — oder die obere Region des huronischen Systems — also genannt nach den Cambrern, den alten Bewohnern von

Wales — besteht in Wales, Irland und anderen Gegenden aus einer Schichtenfolge von Conglomeraten, Sandsteinen, Quarziten und Thonschiefern.

Es führt in Wales, Irland, Böhmen u. a. Orten die ältesten deutlichen Fossilreste. Es sind Meeresfucoiden, Anneliden, Mollusken, namentlich Brachiopoden, ferner mancherlei Reste thierischer Abkunft, deren nähere Deutung mehr oder minder noch in Zweifel steht.

So wichtig die organischen Charaktere dieses ältesten deutlichen Blattes des palaeontologischen Archivs auch sind, so schwierig ist zur Zeit noch die nähere Deutung des systematischen Charakters der meisten Funde und so schwankend das Ergebniss ihrer allgemeinen Zusammenfassung.

Am meisten in den Vordergrund tritt die Gattung *Oldhamia* mit mehreren Arten *(O. antiqua, O. radiata* u. s. w.), ein gegliedertes an den Abgliederungen hin und her geknicktes Fossil mit gliedweise über einander folgenden fächerartigen Ausstrahlungen dünner gerader Zweige. Die Deutung dieser offenbar organischen Form ist noch sehr im Schwanken. Einerseits glaubt man darin Stöcke von Hydroiden (Quallenpolypen) zu erkennen, andererseits hat man sie auf Meeresalgen bezogen. Am wahrscheinlichsten sind es hornartige (chitinöse) Reste von Hydroiden-Stöcken — also Verwandte der in den Silur-Schichten ihnen nachfolgenden Graptolithen und Dictyonemen.

Sicher ist nur nach diesem allen, dass zur Zeit der Ablagerung der Schichten des cambrischen Systems schon eine reichliche Meeresfauna wirbelloser Thiere existirte, die ihre Nahrung in einer ebenso reichlichen Flora von zarten Meeresalgen gefunden haben mag. Von einer Festlandbevölkerung zeigt sich noch keine Andeutung.

Auf das cambrische System folgt das silurische System, dessen untere Region — die Primordialzone — bereits eine weit reichere Entfaltung des Thierlebens im Meere erkennen lässt, aber auch von Festlandbewohnern noch keine Spur bietet.

Arten der Minerale,

von

Prof. Dr. Kenngott.

Da in der Mineralogie ähnlich wie in der Zoologie und Botanik einzelne Minerale in Arten zusammengefasst werden, erscheint es nothwendig, bevor der Begriff Mineralart erörtert wird, vorerst einiges Allgemeines über die Minerale und die Mineralogie als Wissenschaft vorauszuschicken, was gleichzeitig als Einleitung für die mineralogischen Artikel dienen kann.

Die Minerale, auch Mineralien genannt, bilden in ihrer Gesammtheit das Mineralreich, welches als eines der drei gewöhnlich aufgestellten Naturreiche neben dem Thier- und Pflanzenreich angesehen wird. Es erschien von Anfang an durch die natürlichen Verhältnisse unserer Erde angezeigt, das Material, welches unseren Erdkörper zusammensetzt, den Thieren und Pflanzen gegenüber zu stellen, und der Name Mineral, Minerale, abgeleitet von dem provençalischen Worte »*Mina*«, wovon der Name Mine für einen unterirdischen Gang im Berg- und Festungsbau, für einen Schacht oder eine Höhle oder Grube in Gebrauch kam, für die die Erde zusammensetzenden unterscheidbaren Körper behielt den Vorzug in den verschiedenen Sprachen. Der Name Fossilien, von »*fossa*« Grube, Graben, »*fossilis*« ausgegraben, welcher auch eingeführt wurde, kam

nicht zu derselben allgemeinen Geltung, zumal auch Versteinerungen damit belegt wurden. Es wird auch das Mineralreich oft Steinreich genannt, die Minerale schlichthin Steine, doch ist dieser letztere Ausdruck nicht ganz gleichbedeutend, insofern man mit dem Namen Steine nur feste Körper bezeichnen kann, während der Name Minerale auch auf flüssige (tropfbare und gasige) ausgedehnt wurde. Er eignete sich als fremder in der deutschen Sprache besser und erinnert seiner Abstammung nach an den Bergbau, durch welchen doch die Mehrzahl der Minerale zu Tage gefördert wird. Auch seine Aufnahme in anderen Sprachen empfiehlt seinen Gebrauch.

Obgleich nun die Ausdrücke Thiere, Pflanzen und Minerale, Thier-, Pflanzen- und Mineralreich ganz geläufige und allgemein gebrauchte sind, so ist doch der Begriff des Wortes Mineral nicht allgemein derselbe. Unsere Erde als Ganzes oder als Weltkörper betrachtet, der Wohnort der Menschen, der Thiere und Pflanzen lässt nämlich im Grossen die Atmosphäre als eine Dünsthülle unterscheiden, welche den als fest erscheinenden Erdkörper umgiebt, welcher selbst wieder grösstentheils mit Wasser bedeckt ist. Der fest erscheinende Erdkörper liess sich aus sehr verschiedenen festen Körpern zusammengesetzt erkennen, welche als von einander, namentlich durch das Auge unterscheidbare natürliche Zusammensetzungstheile Minerale genannt wurden. Bei dem Graben in der Erdrinde, dem äussersten Theile des anscheinend festen Erdkörpers, durch den Bergbau oder sonstige Veranlassungen, in den Erdkörper durch Graben einzudringen, wurden die Minerale als natürliche Zusammensetzungstheile desselben ihrer Zahl und Art nach als sehr mannigfache erkannt. Durch ihre wissenschaftliche Erforschung entstand die Mineralogie als Wissenschaft, deren Objecte die Minerale sind.

Wenn man nun auch anfänglich mit dem Worte Mineral, wie mit dem Worte Stein den Begriff des Festen verband, so zeigte sich in der Folge, dass man dabei nicht stehen bleiben konnte, die Minerale nur als feste Körper zu betrachten oder nur die festen natürlichen Zusammensetzungstheile der Erde oder der Erdrinde Minerale zu nennen. Man fand nämlich, dass in der Rinde des Erdkörpers auch tropfbarflüssige Körper vorkommen, wie das Metall Mercur (Quecksilber), die als Brennstoff wichtige Naphtha (das Erd- oder Steinöl) und das Wasser.

Obgleich man nun das Wasser, wie es auf dem grössten Theile der Erdrinde als Meerwasser vorkommt, nicht zu den Mineralen rechnen wollte, desshalb auch nicht das in der Erdrinde anzutreffende Wasser, so wie das Wasser der Bäche und Flüsse, sondern lieber eine eigene Wissenschaft, die Hydrologie (Wasserlehre) aufstellte, so musste man doch das Mercur und die Naphtha in das Mineralreich aufnehmen. Die Consequenz führte sachgemäss dazu, die Hydrologie als eigene Wissenschaft neben der Mineralogie aufzugeben, das Wasser gleichfalls den Mineralen zuzuzählen, zumal auch das Eis als festes Wasser local wie andere Minerale an der Zusammensetzung des Erdkörpers Theil nimmt und in diesem Zustande unbestritten ein Mineral ist. Somit waren die Minerale als die natürlichen Zusammensetzungstheile des Erdkörpers nicht allein feste Körper, sondern einige tropfbarflüssige.

Man fand aber auch durch den Bergbau Gase, welche im Bereiche der festen Erdrinde Höhlungen ausfüllen und beobachtete, dass an gewissen Orten Gase aus der Erdrinde ausströmen, wie z. B. Wasserstoffgas, Kohlenwasserstoffgas, Schwefelwasserstoffgas, Kohlensäure u. a. m., woraus man nothwendig schliessen

musste, dass solche Gase als natürliche Zusammensetzungstheile der Erde in das Gebiet der Mineralogie gehören. Die Mehrzahl der Mineralogen ignorirt zwar diese Gase als Minerale, denn es erschien die Concession, tropfbare Körper als Minerale zuzulassen, genügend, weil man von Alters her gewöhnt war, nur feste Körper Steine zu nennen, daher die Minerale feste Körper sein sollten. Die nothwendige Zulassung aber einzelner tropfbarflüssiger Minerale führt consequent zur Zulassung der natürlich vorkommenden Gase. Diese nun als Atmosphärilien zu trennen, während selbst die Atmosphäre oder die Dunsthülle, welche unseren Erdkörper umgiebt, im Grossen und Ganzen zur Erde gehört, wenn man sie als Ganzes, als Weltkörper betrachtet, erscheint nicht zweckmässig und folgerichtig, es erscheinen im Gegentheil diese, wie die Atmosphäre als in das Gebiet der Mineralogie gehörig. Dass man derartige Stoffe in anderen Disciplinen, wie in der Physik und Chemie genügend erledigt, ist kein ausreichender Grund für ihren Ausschluss aus dem Gebiete der Mineralogie.

Man ersieht aus dem Vorangehenden, dass, wenn es sich um die Erde als Ganzes, als Weltkörper handelt, das Mineralreich sämmtliche sie zusammensetzende Theile als unterscheidbare natürliche Körper umfassen soll, es wissenschaftlich geboten ist, sowohl die Atmosphäre, als auch die Gase in der Erdrinde in das Mineralreich aufzunehmen, zumal dieselben auch in geologischer Beziehung als wichtige Körper erscheinen. Hierdurch wird thatsächlich und wissenschaftlich das Mineralreich in seinem ganzen Umfange erfasst, unbekümmert um das, was die Erdrinde umschliesst. Es steht thatsächlich fest, dass die Erde als Ganzes betrachtet, als ein Weltkörper, welcher die Wohnstätte der Menschen, Thiere und Pflanzen ist, auch ohne diese als Weltkörper existiren könnte, aus festen, tropfbaren und gasigen Körpern zusammengesetzt wäre, welche wir als ihre natürlichen Zusammensetzungstheile durch unsere Sinne, namentlich durch das Auge wahrnehmen und unterscheiden und mit einem umfassenden Namen zu benennen haben. Dass dafür der Name »Minerale« gewählt worden ist, welcher früher eine beschränktere Anwendung fand und in einem weiteren Sinne gebraucht werden soll, ist nicht unrichtig, denn der einmal vorhandene Name erhält seine Bedeutung durch den richtigen Gebrauch, sobald er nebenbei in keiner anderen Bedeutung gebraucht wird. Es erscheint nicht nothwendig, für die gesammten natürlichen Zusammensetzungstheile unserer Erde einen anderen Namen auszudenken, wenn der früher beschränkter gebrauchte Name in weiterer, dem ersten Gebrauche entsprechender Weise gebraucht werden kann. Man darf nur des Vergleiches wegen an den Namen Krystall erinnern, welcher ursprünglich nur das Eis bezeichnete, während jetzt alle unorganischen Individuen Krystalle genannt werden.

Die Minerale sind in der oben angedeuteten Weise aufgefasst, soweit unsere gegenwärtige Kenntniss reicht, weil ja die Erdrinde nur bis zu einer sehr geringen Tiefe erforscht ist, bis auf verhältnissmässig wenige Ausnahmen feste Körper, durch welche die Erdrinde als solche, als eine Rinde um ein uns noch unbekanntes Inneres ihren festen Zusammenhang und Bestand hat, in sich wenige tropfbare und gasige Körper birgt, an der Oberfläche zum grössten Theile von den Mineralen Wasser und Eis bedeckt ist, während die Atmosphäre als gasige Hülle wesentlich durch gasförmige Körper gebildet wird, welche gleichfalls, wie in der Erdrinde vorkommende Gase, dem Mineralreiche angehören. Alle diese festen, tropfbaren und gasigen Körper sind demnach die Objecte der Mineralogie, wesshalb auch der Name Oryktologie oder Oryktognosie für Mineralogie, hergeleitet von

dem griechischen Worte »*orüktos*« gegraben, nicht Platz greifen konnte, weil er sich zu eng an den Begriff des Festen anschliesst, als müsste das Graben besonders hervorgehoben werden. Der Name Mineral, wenn er auch nicht griechischen Ursprunges ist, erscheint auch selbst bei dieser Berücksichtigung bequemer, wesshalb er sich eines allgemeineren Gebrauches erfreut.

Alle Minerale sind unorganische (anorganische, nicht organisirte, nicht mit unterscheidbaren Organen versehene) Körper, im Gegensatz zu den organischen (organisirten), den Thieren und Pflanzen, mit welchen wir sie vergleichen müssen, so gross auch der Unterschied sonst ist. Keineswegs aber sind alle unorganische Körper, welche zur Kenntniss des Menschen gelangen, Minerale, sondern nur diejenigen, welche ihrem Vorkommen nach Minerale, d. h. natürliche Zusammensetzungstheile unserer Erde sind. Es kann daher auch nicht die Anorganologie, welche als Wissenschaft alle natürlichen unorganischen Körper umfassen soll, die Mineralogie aufheben, selbst wenn man die Mineralogie als einen Theil der Anorganologie auffassen möchte. Die Mineralogie verliert dadurch nicht ihren selbständigen Charakter, weil sie nur diejenigen unorganischen Körper umfasst, welche die natürlichen Zusammensetzungstheile der Erde bilden. Dagegen finden sich aber auch Minerale, welche als solche, als nicht organisirte Körper unverkennbar von organischen Körpern, Pflanzen oder Thieren abstammen, da sie jedoch nur Reste oder Umwandlungsproducte organischer Körper sind oder als von solchen ausgeschiedene Stoffe erkannt werden können und jetzt natürliche Zusammensetzungstheile der Erdrinde bilden, so sind sie als Minerale nur bezüglich des Ursprunges als phytogene (von Pflanzen abstammende) und als zoogene (von Thieren abstammende) benannt worden. So ist beispielweise der vielbekannte Bernstein (Succinit) ein phytogenes Mineral, er ist ein von verschiedenen Coniferen abstammendes Harz, welche in einer sehr frühen Zeitperiode unserer Erde existirten und das Harz lieferten, wie noch heute Nadelhölzer solches liefern. So ist z. B. die zum Opal gerechnete Kieselguhr ein zoogenes Mineral, sie bildet höchst feinerdige Massen, welche substantiell eine Verbindung der Kieselsäure mit Wasser darstellen, durch mikroskopische Untersuchung aber sich formell als Kieselpanzer sogen. Diatomeen erweisen, welche in einer sehr frühen Zeit existirten, wie solche auch heute lebend beobachtet werden.

Als unorganische Körper zeigen die Minerale ausser dem Unterschiede des allgemeinsten Aggregatzustandes, wonach man sie als feste, tropfbare und gasige unterscheidet, im festen Zustande auch die Ausbildung unorganischer Individuen, bilden Krystalle, finden sich krystallisirt, sind krystallinisch, oder es finden sich feste Minerale ohne irgend welche Spur solcher individueller Bildung, sind unkrystallinisch. Ausser diesen gestaltlichen, formellen oder morphologischen Verhältnissen lassen alle Minerale gewisse physikalische und chemische Eigenschaften erkennen, welche zur Unterscheidung dienen.

Jedes einzelne Mineral in irgend welchem gestaltlichen Verhältnisse, sei es fest, tropfbar oder gasig, sei es als festes krystallisirt, krystallinisch oder unkrystallinisch, verhält sich demnach in physikalischer und chemischer Beziehung wie ein nicht als Mineral vorkommender unorganischer Körper gleicher Beschaffenheit und wenn alle unorganischen natürlichen Körper in einer naturwissenschaftlichen Disciplin, der Anorganologie behandelt würden, so würden sich die Minerale von den anderen nur durch die Art des Vorkommens unterscheiden, dadurch, dass sie die natürlichen Zusammensetzungstheile unserer Erde sind. Alle

unorganischen Körper als Objecte der Anorganologie würden den Unterschied des Vorkommens erkennen lassen und man hätte die nicht mineralischen von den mineralischen zu unterscheiden. Die mineralischen gehören als Minerale in das Gebiet der Mineralogie.

Eine Probe z. B. des Wasserstoffgases, wie es aus der Erdrinde strömt, und eine Probe des Wasserstoffgases, welche durch Zersetzung des Wassers erhalten wird, zeigt eine Uebereinstimmung in allen wesentlichen Eigenschaften, welche das Wasserstoffgas von anderen Gasen unterscheiden lassen, nur ist das erstere nach der Art des Vorkommens als ein Mineral aufzufassen, während das andere nicht mineralisches Wasserstoffgas ist. Beide gehören in die Anorganologie, das erstere in die Mineralogie. Ausserdem kann auch das Wasserstoffgas als ein Object der Chemie behandelt werden. — Kleine kugelige Tropfen des Mercur oder Quecksilber genannten Metalles, wie sie in Zinnober oder in Gestein eingewachsen vorkommen und kleine Kugeln desselben Metalles, wie sie etwa bei irgend einem physikalischen Experiment auf den Tisch rollen, zeigen genau dieselben wesentlichen Eigenschaften, durch welche sich dieses Metall von anderen unterscheidet, aber nur das erstere ist als Mineral aufzufassen, weil es als solches in der Erdrinde gefunden wurde. — Hexaedrische Steinsalzkrystalle auf Mergel z. B. von Bex im Canton Waadt in der Schweiz oder von irgend einem anderen Fundorte und Krystalle gleicher Gestalt desselben Salzes, welche sich in einem Gefässe aus einer Lösung des Steinsalzes im Wasser nach allmählicher Verdunstung des Wassers bildeten, sind als Krystalle des Chlornatrium in allen wesentlichen Eigenschaften übereinstimmend, welche das Chlornatrium von anderen Chlorverbindungen unterscheiden lassen. Die hexaedrischen Krystalle aber von Bex oder einem anderen Fundorte sind Krystalle des Minerales Steinsalz, während die anderen Krystalle aus der Lösung Krystalle desselben Stoffes, aber als nicht mineralische aufzufassen sind.

Diese Beispiele zeigen, dass die Minerale Gegenstand der Mineralogie und der Anorganologie sind, wogegen die Anorganologie noch sehr viele unorganische Körper umfasst, welche nicht in die Mineralogie gehören. Hätte die Anorganologie in ihrer vollen Bedeutung aufgefasst, als naturwissenschaftliche Disciplin neben der Zoologie und Botanik gestellt bis jetzt schon ihre gebührende Ausbildung erlangt, so würden in ihr auch alle Minerale als natürliche unorganische Körper zur Behandlung kommen, wie andere nicht mineralische. Sie würde selbst die Mineralogie ersetzen, weil in dieser nur diejenigen Körper aus dem Gebiete der Anorganologie behandelt werden, welche Minerale sind, als solche unsere Erde zusammensetzen und in dieser Weise nach der Art des Vorkommens in ihren Eigenschaften beeinflusst werden. Immer also ist mit dem Begriffe Mineral die Art des Vorkommens in Verbindung, durch welche das Mineral als solches erscheint, während die Eigenschaften des bezüglichen unorganischen Stoffes, durch welche er als solcher von anderen unterschieden wird, dieselben sind.

Diese gemeinsamen Eigenschaften des als Mineral vorkommenden oder auf andere Weise gewonnenen Stoffes, die Eigenschaften der Minerale überhaupt, werden als morphologische, physikalische und chemische unterschieden und ihrer Art nach in der Terminologie, einem eigenen Theile der Mineralogie, behandelt.

Es handelt sich hier nicht darum, in welche Theile überhaupt die Mineralogie getrennt werden kann und getrennt worden ist, weil eine solche Eintheilung nach

allgemein geltenden Ansichten oder nach Bedarf vorgenommen werden kann, weil aber die Minerale nach ihren Eigenschaften von einander unterschieden werden müssen, nicht allein nach ihren räumlichen, sondern auch nach ihren physikalischen und chemischen, so muss man zunächst in der Mineralogie alle Eigenschaften kennen lernen, um die Minerale dadurch unterscheiden zu können und darum trennte man die Terminologie oder Kennzeichenlehre als einen allgemeinen vorbereitenden Theil, gegenüber der Physiographie, in welcher die einzelnen Mineralarten in einer gewissen systematischen Reihenfolge nach allen ihnen zukommenden Eigenschaften beschrieben werden.

Die Terminologie zerfällt nach der angeführten Verschiedenheit der Eigenschaften, welche zur Erkennung und Unterscheidung der einzelnen Minerale dienen, in drei Theile, in die Mineralmorphologie, Mineralphysik und Mineralchemie, in denen entsprechend den Namen die gestaltlichen oder morphologischen, die physikalischen und chemischen Eigenschaften behandelt werden. Von der Physiographie kann die Systematik getrennt oder als ein allgemeiner Theil derselben hingestellt werden, in welcher die Grundsätze besprochen werden, nach welchen die einzelnen Minerale in Arten zusammengefasst werden und nach welchen man die Mineralarten systematisch anordnet. Da jedoch in dieser Encyklopädie die Mineralogie nicht wie in einem Lehrbuche behandelt werden soll, sondern nur der ganze Inhalt der Mineralogie in einer beschränkten Anzahl einzelner grösserer Artikel zu besprechen ist, so werden die Theile der Mineralogie nicht in bestimmter Reihenfolge abgehandelt, sondern es wird nur am geeigneten Orte aus dem Inhalte derselben das auseinander gesetzt, was dem vorgesteckten Ziele und Zwecke der Encyklopädie entspricht.

Von der Mineralogie getrennte und nothwendig zu trennende Wissenschaften sind die Geologie und Palaeontologie, welche insofern mit der Mineralogie zusammenhängen, als in der Geologie auch einzelne Minerale, ja sogar eine beträchtliche Anzahl von Arten Gegenstand dieser Wissenschaft werden, weil sie die Gesteinsarten bilden, und die Palaeontologie, auch Petrefactenoder Versteinerungskunde genannt, die Versteinerungen behandelt, die in mineralischen Massen ausgeprägten organischen Körper früherer Zeiten, welche sich innerhalb der Gesteinsarten finden. — Wenn auch somit beide Wissenschaften in dieser und noch anderer Weise in einem gewissen Zusammenhange mit der Mineralogie stehen, sind sie keineswegs besondere Theile der Mineralogie, wie man sie bisweilen früher auffasste. Diese Auffassung rührte nur davon her, dass der Zusammenhang dieser drei Wissenschaften dazu führte, sie in einem Studienbereich zusammenzufassen, früher an Hochschulen diese drei Wissenschaften in einer Professur vereinigt wurden. In diesem Sinne trennte der Professor der Mineralogie sein Gebiet des Forschens und Lehrens in drei Theile und stellte die Mineralogie im engeren Sinne, die Geologie und Palaeontologie als Theile der Mineralogie im weiteren Sinne hin. Die Fortschritte aber in diesen Wissenschaften führten dazu, die thatsächlich verschiedenen Disciplinen in den Professuren zu trennen, wodurch die Mineralogie in ihrer Selbständigkeit bestimmter hervortritt. Diese kurze Andeutung der selbständigen Stellung der Geologie und Palaeontologie gegenüber der Mineralogie erschien hier nöthig, weil diese drei Wissenschaften in der Encyklopädie in einem Bande vereinigt wurden.

Wenn nun die Mineralogie in ihrer richtigen Bedeutung die einzelnen Minerale zu behandeln hat, wie sie als natürliche Zusammensetzungstheile der Erde von einander unterschieden und einzelne Minerale in Arten zusammenge-

fasst werden, so erfordert der Ausdruck einzelnes Mineral noch eine nähere Erörterung. In der Zoologie und Botanik sind als organische Individuen die einzelnen Thiere und Pflanzen Gegenstand der Betrachtung, in der Mineralogie aber muss man von einzelnen Mineralen sprechen, ohne dass damit durchgehends der Begriff der Individualität verbunden ist. Allerdings sind im Vergleiche mit den Thieren und Pflanzen die einzelnen Krystalle der Minerale als unorganische Individuen einzelne Minerale, da jedoch auch Minerale ohne bestimmte krystallinische Gestaltung vorkommen und als einzelne Minerale von einander zu unterscheiden sind, so muss man bei ihnen von der gestaltlichen Einheit absehen und die materielle, stoffliche Einheit genügend erachten. In diesem Sinne ist z. B. ein Stück Marmor, wie es von einem Marmorblocke abgeschlagen zur Beurtheilung kommt, ein einzelnes Mineral und kann mit einem Stücke Kalkstein oder mit einem Stücke Kreide verglichen werden, welche auch als einzelne Minerale anzunehmen sind. Auf die Grösse und Gestalt der zufälligen Bruchstücke kommt es hier nicht an. In einem Stücke Granit kann man oft ohne Schwierigkeit erkennen, dass dasselbe nicht eine stoffliche Einheit zeigt, sondern dass dasselbe aus drei verschiedenen Mineralen zusammengesetzt ist, welche sich von einander trennen lassen. Jeder materielle oder stofflich einheitliche abgetrennte Theil des Granitstückes ist ein einzelnes Mineral. Ein Feuersteinknollen, aus Kreide herausgeschlagen, ist ein einzelnes Mineral, aber auch jedes Bruchstück des Knollen wird als einzelnes Mineral betrachtet, welches unabhängig von seiner zufälligen Form nach den anderen ihm zukommenden Eigenschaften als solches bestimmt werden kann, um es mit anderen in eine Mineralart zusammen zu stellen oder von anderen Mineralen zu unterscheiden.

Man ersieht hieraus, wie man von einzelnen Mineralen sprechen kann, wenn man Minerale zu vergleichen hat und dass bei der Vergleichung einzelner Minerale nicht gleichzeitig alle Eigenschaften berücksichtigt werden können, welche an den Mineralen überhaupt wahrgenommen werden. Wir können zwei einzelne Krystalle derselben Mineralart oder zweier verschiedener Mineralarten bezüglich der Krystallgestalt, der physikalischen und chemischen Eigenschaften vollständig beschreiben und vergleichen und diese zwei Krystalle sind als unorganische Individuen in der Mineralogie analog aufzufassen wie zwei Thiere oder zwei Pflanzen. Wir müssen aber auch zwei Bruchstücke vollständig beschreiben und mit einander vergleichen und betrachten, diese als zwei einzelne Minerale, natürlich nicht als zwei Individuen, denn dieser Begriff der Individualität kommt hier nicht in Betracht. Die Gestalt hat also hier keinen Einfluss auf die Bezeichnung »einzelnes Mineral«, nur die Einheit oder Einerleiheit des Stoffes lässt das Bruchstück als ein einzelnes Mineral auffassen, während z. B. bei einem Bruchstücke von Granit die Einerleiheit des Stoffes nicht bemerkt werden kann. Wollte man in diesem Sinne nicht von einzelnen Mineralen sprechen, so würde überhaupt nicht der Begriff der Einerleiheit oder Verschiedenheit klar gemacht werden können, wenn man Minerale mit einander zu vergleichen hat.

Es tritt in dieser Erscheinung der Minerale der grosse Unterschied hervor, welchen sie zeigen, wenn man sie im Vergleich mit Thieren und Pflanzen als einzelne aufzufassen hat. Jedes einzelne Mineral kann nach seinen Eigenschaften vollständig beschrieben werden und die Vergleichung der Eigenschaften einzelner Minerale führte dazu, nicht nur die Uebereinstimmung einzelner Minerale zu erkennen, sondern auch Mineralarten aufzustellen und es frägt sich nur, in welchen Eigenschaften einzelne mit einander zu vergleichende Minerale Ueberein-

stimmung zeigen müssen, um sie in eine Art (Species) zusammenstellen zu können.

Es versteht sich hierbei von selbst, dass in der Mineralogie von demjenigen Artbegriff, wie er in der organischen Welt eine Rolle spielt, keine Rede sein kann, dessen ungeachtet aber muss man in der Mineralogie Mineralarten oder Species aufstellen und zwar nicht deshalb, um gewissen Unbequemlichkeiten zu entgehen, sondern weil die Wissenschaft diesen Begriff fordert, ohne ihn eine wissenschaftliche Behandlung der Mineralogie unmöglich ist. Man muss hierbei durchaus nicht den Artbegriff der Zoologie und Botanik als übereinstimmend auffassen, sondern der Mineralogie das Recht zukommen lassen, ihren Objecten entsprechend die Arten festzustellen. Wenn auch z. B. Berzelius es aussprach, dass in der Mineralogie nichts vorhanden ist, was dem Begriff von Species entspricht, so ist dies nur insofern richtig, als der Begriff von Thier- nnd Pflanzenspecies nicht auf die Minerale übertragen werden kann. Die zur Vergleichung kommenden Objecte, die einzelnen Minerale, erfordern nur eine andere Bestimmung des Artbegriffes. Mit wenigen Worten lässt sich dieser Begriff nicht klar machen, wenn auch der Mineralog versteht, was in den wenigen Worten zusammengefasst ist. Es liegt hier der Zweck vor, klar zu machen, warum eine Anzahl einzelner Minerale in eine Mineralart zusammengestellt werden können, zusammengestellt worden sind, warum, um nur allgemein bekannte Namen zu gebrauchen, die Bergkrystalle, Rauchquarze, Amethyste, Chalcedone, Achate, Feuerstein, Jaspis u. a. m. als der Mineralart Quarz zugehörig angesehen werden.

Die kurze Angabe, wie z. B. A. Breithaupt in seinem vollständgen Handbuche der Mineralogie, Band I, pag. 404, sie hinstellt: »Alle diejenigen Mineral-Abänderungen, welche absolut oder relativ identisch sind, machen eine Species aus«, reicht nicht aus, weil vorerst erörtert werden muss, was man unter absoluter und relativer Identität versteht und weil schon in dieser Definition der Ausdruck Mineral-Abänderungen gebraucht wird, welcher ohne die Feststellung des Artbegriffes doch nicht verständlich ist, indem sich der Begriff Mineral-Abänderungen erst aus dem Artbegriff entwickelt.

Wenn ferner z. B. Mohs in seinen leichtfasslichen Anfangsgründen der Naturgeschichte des Mineralreiches, Band I, pag. 362, sagt: »Ein vollständiger, nach aussen scharf begrenzter, im Innern geordneter und zusammenhängender, das ist systematischer Inbegriff gleichartiger Individuen wird eine Species oder Art genannt,« so ist sofort zu fragen, was Mohs unter Individuen verstand. Hierbei stossen wir aber auf einen Widerspruch, denn er hat einen doppelten Begriff von Individuum. Er sagt in der vorausgehenden Erläuterung der Begriffe pag. 347: »Der Begriff von dem Individuo im Mineralreiche, welcher der Terminologie zu Grunde gelegen, da es das einfache Mineral ist, genügt nicht für die Systematik. In dieser ist das Individuum eine bestimmte Verbindung einzelner, ungleichmässiger naturhistorischer Eigenschaften, welche die Natur selbst hervorgebracht hat.« Der Terminologie lag also ein anderer Begriff des Individuum zu Grunde, für diese sagt er pag. 25: »Das Individuum der unorganischen Natur ist ein Mineral, welches einen von ursprünglichen Begrenzungen eingeschlossenen Raum einnimmt, und denselben mit einer homogenen Materie stetig erfüllt.« Eine solche doppelte Bestimmung kann nicht verfehlen, Missverstandnisse zu erzeugen und doch stellte Mohs, wie Breithaupt ein Mineralsystem auf, in welchem die Mineralarten getrennt in systematischer Reihenfolge beschrieben wurden. — L. Hausmann, welcher auch ein Mineralsystem aufstellte,

sagt pag. 593 in seinem Handbuche der Mineralogie, 1. Theil: »Wenn gleich das Ordnen der Naturkörper in Hinscht auf das System als das Hauptgeschäft erscheint, so ist doch von ungleich grösserer Wichtigkeit für das Studium der Naturkörper überhaupt die Bestimmung der Species, oder desjenigen, was sich uns in der Natur als etwas Gleichartiges und vor allem Übrigen wesentlich Verschiedenes darstellt.« pag. 656, nach Besprechung der Eigenschaften sagt er: »Allgemein ausgedrückt ist die anorganologische Species der Inbegriff derjenigen Mineralkörper, welche bei einer gleichen oder gleichmässigen chemischen Constitution ein gleiches Krystallisationensystem besitzen, oder bei dem Mangel der Krystallisation, in anderen mit der Mischung im genauen Verhältnisse stehenden, äusseren Eigenschaften übereinstimmen.«

Aus diesen und ähnlichen Äusserungen über die Bestimmung der Art oder Species würde man zu dem Schlusse berechtigt erscheinen, dass die Arten in der Mineralogie nicht mit der nothwendigen Bestimmtheit aufgestellt werden könnten, während doch im Grossen und Ganzen die Mehrzahl der bis jetzt bekannten Mineralarten in den verschiedenen Systemen in ihrem Umfange Uebereinstimmung zeigt, viel seltener zu beobachten ist, dass die Arten nicht übereinstimmen. Die scheinbare Unsicherheit in der Bestimmung des Artbegriffes liegt mehr in der Definition, weil, wie die nachfolgende Betrachtung zeigen wird, die der Bestimmung der Arten zu Grunde liegende Idee sich nicht in wenige Worte zusammenfassen lässt.

Wenn die einzelnen Minerale es nothwendig machen, dass man ausser dem Stoff der Minerale, das ist ausser ihren chemischen und physikalischen Eigenschaften auch noch gewisse Gestaltsverhältnisse zu berücksichtigen hat, so zeigte schon die obige Besprechung des Inhaltes des Mineralreiches, dass die Gestalten der Minerale bei der Bestimmung der Art nur dann zur Geltung kommen können, wenn die zu vergleichenden einzelnen Minerale Krystalle bilden, als unorganische Individuen vorkommen. Diese Gestalten allein sind wesentliche, immerhin aber in ganz anderer Weise, als dies bei den Thieren und Pflanzen der Fall ist. Die Gestalten der Krystalle sind geometrische, sie sind Polyëder der verschiedensten Art und die genaue Bestimmung derselben hat dazu geführt, die Begrenzungselemente der Krystalle, die Flächen, Kanten und Ecken auf gewisse Linien zu beziehen, welche man sich in die Krystallgestalt hinein denkt. Durch solche Linien (Achsen genannt), welche sich in einem gemeinschaftlichen Mittelpunkte schneiden, gleiche oder verschiedene Winkel mit einander bilden und bestimmte Längenverhältnisse zeigen, gruppirt man, wie in dem Artikel »Krystallgestalten« ausführlich gezeigt werden wird, dieselben und erhält dadurch die Systeme der Krystallgestalten (Krystallsysteme).

Krystalle derselben Mineralart müssen nun in erster Linie demselben Krystallsystem angehören, ihre Gestalten müssen durch dieselben Achsen bestimmt werden können. Hierbei ist aber nicht erforderlich, dass die einer Mineralart angehorigen Krystalle in der Gestalt übereinstimmen, es können dieselben sehr verschieden sein, sie müssen nur auf dieselben Achsen bezogen werden können. So sind z. B. im sogen. tesseralen Systeme, welches drei rechtwinklige gleichlange Achsen erfordert, das Hexaeder und das Oktaëder zwei ganz verschiedene Gestalten, Krystalle aber derselben Art sind, wenn sie als Hexaeder oder Oktaëder vorkommen, deshalb nicht der Art nach verschieden, wenn auch die Gestalten ganz verschieden sind, sie werden zu derselben Art gezählt, weil sie auf dieselben Achsen zurückführbar sind. Man umfasst daher mit dem Ausdrucke Krystallisation einer

Mineralart alle Gestalten, welche sich durch dieselben Achsen bestimmen lassen und fordert so für die Feststellung der Art, dass alle ihre Krystallgestalten auf dieselben Achsen zurückgeführt werden können, und darum stimmen sie in der Krystallisation überein.

Alle Krystallgestalten, welche auf diese Weise zusammengefasst werden, um die Uebereinstimmung in der Krystallisation festzustellen, lassen sich auf eine Krystallgestalt zurückführen, welche die zu Grunde gelegten Achsen so enthält, wie sie zur Bestimmung der übrigen zu Grunde gelegt werden, und diese Gestalt heisst die Grundgestalt. Daher kann man auch sagen, dass alle Krystallgestalten derselben Art auf dieselbe Grundgestalt zurückführbar sein müssen. Ihre Angabe allein genügt, um die Krystallisation einer Mineralart festzustellen. Es ist hierbei nicht erforderlich, dass die durch Messung der Krystalle zu ermittelnde Grundgestalt einer Mineralart wirklich an irgend einem Krystalle dieser Art vorkommen müsse, sie dient nur dazu, zu bestimmen, dass die vorhandenen Krystallgestalten einer Mineralart zusammengehörige sind. Dieser Zusammenhang aller Krystallgestalten derselben Mineralart wird auch dadurch nicht aufgehoben, dass, wie es bisweilen vorkommt, für dieselbe Mineralart von verschiedenen Forschern eine verschiedene Grundgestalt gewählt wird. Man vermeidet dies in der Regel, weil grosse Unbequemlichkeiten damit verbunden sind, es entsteht aber kein wirkliches Missverständniss, Art bleibt Art, insofern die verschieden gewählten Grundgestalten selbst wieder auf einander bezügliche Gestalten sind. An Stelle der Grundgestalt mit ihren Kantenwinkeln kann man auch die zur Bestimmung derselben und der anderen Krystallgestalten zu Grunde gelegten Achsen ihrer Lage und Länge nach angeben.

Wenn auf diese Weise morphologisch die Mineralart begrenzt wird, die vorkommenden Krystallgestalten als zur Art gehörige bestimmbar sind, so ist damit allein die Art nicht bestimmt, weil die Gestalten allein nicht zur Bestimmung der Art ausreichen. Es kommen nämlich viele Arten vor, welche nicht allein in dasselbe Krystallsystem gehören, sondern auch auf dieselbe Grundgestalt zurückgeführt werden können So ist z. B. für alle Krystalle des tesseralen Systems die Grundgestalt, das Oktaeder, dieselbe, deshalb gehören aber nicht alle tesseralen Krystalle derselben Mineralart an, sondern sie können nur der Gestalt nach als zusammengehörig aufgefasst werden. Es müssen bei der Beurtheilung der Art auch die anderen Eigenschaften beurtheilt werden.

Ausser der äusseren Gestalt der Krystalle, durch welche sie räumlich als unorganische Individuen begrenzt sind, und welche in sehr verschiedenem Grade der Vollkommenheit oder der Unvollkommenheit ausgebildet sein kann, muss noch bei der Aufstellung der Arten eine eigenthümliche Gestaltserscheinung in Betracht gezogen werden, welche in dem Artikel »Cohäsion« besprochen werden wird, nämlich die Spaltungsflächen. Diese werden als innere krystallinische Gestalten den äusseren an die Seite gestellt und sind für die Bestimmung der Art von grosser Bedeutung. Die Krystalle nämlich, welche als unorganische Individuen in der Regel in allen Theilen dieselbe Substanz zeigen, in ihrem Inneren homogen sind, haben die Eigenthümlichkeit, dass sie sich nach gewissen Richtungen spalten lassen, in diesen Richtungen eine mindere Cohäsion als in anderen zeigen. Die dadurch entstehenden Spaltungsflächen gehen bestimmten Krystallflächen parallel, welche in die Reihe der Krystallisationsgestalten einer Art gehören.

Es ist hierbei nicht nothwendig, dass an den Krystallen, welche man spaltet,

diese Flächen äusserlich sichtbar sind, so spaltet z. B. ein Hexaeder des Steinsalz genannten Minerals parallel den Flächen des Hexaëders, während ein Hexaëder der Fluorit genannten Mineralart parallel den Flächen des Oktaeders spaltet, auch selbst, wenn keine Spur von Oktaëderflächen äusserlich an dem Krystalle bemerkbar ist.

Für die Bestimmung der Arten sind diese Spaltungsflächen von grösster Bedeutung, weil man gefunden hat, dass alle Krystalle derselben Art, so verschieden auch ihre äussere Gestalt sein mag, in den Spaltungsflächen übereinstimmen, wodurch dieselben selbst in Ermangelung äusserer bestimmbarer Krystallgestalten, wie dies bei der unvollkommenen Ausbildung der Individuen oft vorkommt, zur Bestimmung der Art dienen können. Es wird somit morphologisch die Art nicht nur durch die äusseren Gestalten der Krystalle festgestellt, sondern auch durch diese inneren Gestaltungsverhältnisse, und wenn nicht besondere Umstände hinderlich sind, kann man in morphologischer Beziehung sagen, dass diejenigen einzelnen Minerale derselben Art angehören können, welche in demselben Krystallsysteme krystallisiren, in der Krystallisation übereinstimmen und dieselben Spaltungsflächen zeigen. Ja es giebt selbst Mineralarten, deren Krystallisation bei Mangel an bestimmbaren Krystallen durch die Spaltungsflächen allein bekannt ist.

Was die physikalischen Eigenschaften im Allgemeinen betrifft, so sind bei der Reichhaltigkeit derselben nur wenige für die Bestimmung der Art wesentlich. Die zunächst an den einzelnen Mineralen in das Auge fallenden optischen Eigenschaften sind in ihren Einzelnheiten, Farbe, Glanz, Durchsichtigkeit, Strahlenbrechung und Polarisation nur in beschränkter Weise für die Feststellung der Art wichtig und es können selbst die von der Krystallisation abhängigen Erscheinungen der Strahlenbrechung und Polarisation ausser Acht gelassen werden. Sie können gewissermassen zur Controlle der Krystallisation dienen, aber nicht so genau bestimmt werden, wie diese. Es ist allerdings hervorzuheben, dass diese optischen Eigenschaften von eminenter wissenschaftlicher Bedeutung sind, doch können verschiedene äussere Ursachen in einzelnen Fällen so störend auf die Feststellung derselben einwirken, dass es besser erscheint, ohne ihre grosse Bedeutung herabzusetzen, sie nur controllirend für die Art zu verwenden. Farbe, Glanz und Durchsichtigkeit ergeben zusammengefasst das Aussehen der einzelnen Minerale, und weil in dieser Beziehung die Minerale verschieden erscheinen, im Allgemeinen als solche von metallischem Aussehen oder als solche von unmetallischem Aussehen unterschieden werden können, so ist es für die einzelnen einer Art angehörigen Minerale mit der Beschränkung maassgebend, als das Aussehen ein übereinstimmendes sein soll, entweder ein metallisches oder ein unmetallisches. Wenn dies nicht der Fall ist, das Aussehen ein wechselndes ist, verliert es seine wesentliche specifische Bedeutung.

Wichtig für die Art oder Species ist das darnach benannte specifische Gewicht, worin alle Glieder einer Art übereinstimmen müssen. Welche besonderen Umstände dabei zu berücksichtigen sind, wird in dem bezüglichen Artikel über das specifische Gewicht angegeben werden. Dasselbe gilt auch von der Härte, welche in dem Artikel Cohäsionseigenschaften der Minerale besprochen werden wird.

Andere physikalische Eigenschaften kommen nur in besonderen Fällen bei der Bestimmung der Art zur Geltung, so dass im Allgemeinen nur für die einzelnen Vorkommnisse einer Art Uebereinstimmung im Aussehen, im specifischen Gewicht und in der Härte erforderlich ist, wobei jedoch immer zu berücksichtigen

sein wird, dass die Uebereinstimmung nur relativ ist, auf besondere Vorkommnisse bezüglich, welche mit einander verglichen werden, weil die physikalischen Eigenschaften als solche der Masse sehr häufig durch Nebenumstände bedeutend beeinflusst werden.

Viel wichtiger und einflussreicher für die Bestimmung der Arten ist die chemische Beschaffenheit des Stoffes geworden, wie wohl von vornherein daraus ersichtlich ist, dass vom Stoffe oder der Materie des Minerales die gesammte Existenz desselben abhängig ist. Die Mineralchemie hat daher auf die Mineralogie den grössten Einfluss, und wenn ein Mineral nicht in chemischer Beziehung genügend erforscht ist, so ist seine specifische Selbständigkeit nicht ausser allem Zweifel gesetzt. Die Mineralchemie hat zu der Erfahrung geführt, dass die einer Art zugehörigen Minerale im Stoffe übereinstimmen müssen, dessen Qualität und Quantitätsverhältnisse in der chemischen Formel ihren Ausdruck finden. Im Zusammenhange damit stehen die chemischen Reactionen, welche von dem durch die Formel ausgedrückten Stoffe abhängig sind und später in einem eigenen Artikel besprochen werden. Nur in einzelnen Fällen (s. Artikel Dimorphismus) zeigen die Reactionen bei gleicher chemischer Formel Abweichungen von der Regel, wesshalb dann bei der Bestimmung der Art diese zu berücksichtigen sind, wodurch aber die allgemeine Anforderung an eine Art, Ubereinstimmung in der chemischen Formel und in den Reactionen nicht beeinträchtigt wird.

Wenn nun aus dem Gesagten hervorgeht, in welchen Eigenschaften und in welchem Sinne Uebereinstimmung für diejenigen einzelnen Minerale erforderlich ist, welche derselben Art zugehören sollen, so ergiebt sich aus der Art des Vorkommens der Minerale überhaupt, dass nur diejenigen der angeführten Eigenschaften zur Vergleichung und zur Entscheidung über die Zugehörigkeit dienen können, welche das einzelne Mineral zeigt. So können bei gasigen und tropfbaren Mineralen nur die physikalischen und chemischen Eigenschaften über die Art entscheiden, desgleichen auch bei den festen, wenn diese unkrystallinische Gestalten zeigen; daraus folgt aber nicht, dass die Vergleichung der krystallinischen Gestaltsverhältnisse für die Entscheidung über die Art überflüssig erscheinen könnte, selbst wenn darüber allein durch die physikalischen und chemischen Eigenschaften zu entscheiden möglich wäre. Es werden häufig diese letzteren durch besondere Umstände nicht sicher genug erscheinen und deshalb ist es nöthig, alle Eigenschaften zu benützen, welche den Zweck erreichbar machen.

Ist nun durch die Uebereinstimmung in der chemischen Constitution, welche durch die chemische Formel des Stoffes ausgedrückt wird, in den chemischen Reactionen, im Aussehen, im specifischen Gewicht, in der Härte, in den Spaltungsflächen und in der Krystallisation eine Art (Species) festgestellt, so dienen diese Eigenschaften zur Charakteristik der Art und die aufgestellte Art wird mit einem bestimmten Namen benannt. Innerhalb der Art werden ähnlich wie in der Zoologie und Botanik Varietäten oder Abänderungen unterschieden, deren Zahl je nach der Reichhaltigkeit des Vorkommens und der Mannigfaltigkeit für die Artbestimmung unwesentlicher Eigenschaften sehr verschieden sein kann und es können den Varietäten auch besondere Namen gegeben werden oder sind gegeben worden. So sind z. B. in dem pag. 57 angeführten Beispiele die Bergkrystall, Rauchquarz, Amethyst, Chalcedon, Achat, Feuerstein, Jaspis genannten Minerale Varietäten der Species Quarz.

Was die Namen betrifft, so hat die allmähliche Entwickelung der Mineralogie

einen gewissermaassen störenden Einfluss ausgeübt, abgesehen davon, dass bezüglich der Arten und Varietäten, wie in der Zoologie und Botanik nicht immer Uebereinstimmung herrschen kann. Die Nomenclatur in der Mineralogie hat sogar zu vielen Klagen geführt und den Schein erregt, als sei das Verfahren bei der Benennung der Minerale weniger wissenschaftlich als in den anderen naturhistorischen Disciplinen. Es handelt sich nämlich zunächst um die Frage, welche Methode der Nomenclatur vorzuziehen sei, die systematische oder die specifische Nomenclatur, und man hat sich im Allgemeinen in der Mineralogie für die specifische entschieden, ohne dabei den wissenschaftlichen Werth der systematischen Nomenclatur zu verkennen. Es wurden von Anfang an den Mineralen specifische Namen oder überhaupt Namen gegeben, bevor noch die eigentliche Bedeutung der Species Platz gegriffen hatte, bevor überhaupt Grundsätze über den Begriff Species ausgesprochen wurden. Als man die einzelnen Arten als solche unterschied und systematische Ordnung in die Mineralogie zu bringen begann, wurden auch systematische Namen gegeben. Bei der Verschiedenheit aber der Ansichten über die systematische Anordnung entstanden verschiedene Systeme und bei dem persönlichen Rechte, die Minerale nach dem aufgestellten Systeme systematisch zu benennen, mussten nothwendig dieselben Arten von verschiedenen Autoren der Systeme verschieden systematisch benannt werden. Hierdurch wurde das Studium der Mineralogie sehr erschwert und man zog die specifische Nomenclatur vor, weil sie von den Systemen unabhängig ist.

W. Haidinger äusserte sich in seinem Handbuche der bestimmenden Mineralogie, in welchem er das Mohs'sche System und dessen systematische Nomenclatur aufnahm, pag. 464, über die specifische Nomenclatur in folgender Weise:

»Das Bedürfniss, welches die systematische Nomenclatur befriedigt, ist der Ausdruck der naturhistorischen Ähnlichkeit in einem Systeme durch die Benennung. Es ist aber ein eben so dringendes und wahres Bedürfniss, für jede Species einen eigenen bestimmten specifischen Namen zu haben, der einfach, nicht zusammengesetzt ist, daher auch sich weder auf ein vollständiges Mineral-System, noch auf ein Systemfragment bezieht, wie dieses letztere bei einem jeden zusammengesetzten Namen der Fall ist, wenn er nicht in die Kategorie von wirklichen systematischen Namen oder Benennungen gehört. Dieses Bedürfniss wird durch die specifische Nomenclatur befriedigt.«

F. v. Kobell begann die Einleitung seines Buches: »Die Mineralnamen und die mineralogische Nomenclatur« mit folgenden Aeusserungen über die Namen:

»Die Nomenclatur, sagt Mohs, giebt einen gedrängten Abriss von der Wissenschaft selbst und von ihrem Zustande in den verschiedenen Perioden ihrer Ausbildung. Sie ist der Spiegel, in welchem die ganze Wissenschaft sich abbildet. — Es sind dieses sehr wahre Worte und wir erkennen an den Namen auf dem kürzesten Wege die verschiedenen Ansichten, die sich geltend gemacht haben oder geltend machen wollen, wir unterscheiden leicht die Krystallographen mit denjenigen, welche die sogen. naturhistorische Methode für sich in Anspruch genommen und je nach den Umständen verschieden gemodelt haben, von den Chemikern, die in anderer Richtung strebend sich wie die ersteren zuweilen ins Extrem verloren, wir ersehen aus der Geschichte der Namen ebenso die Unzulänglichkeit einer aller Speculation entbehrenden Empirie, wie die Verschrobenheit jener Philosophieen, die es nur mit einer eingebildeten Natur zu thun haben, wir erkennen die Schwierigkeiten der Forschung, die Nachtheile des Abschliessens von anderen Wissenschaften und

der erwähnte Spiegel liefert für die Mineralogie ein so buntes und unharmonisches Bild, wie wohl bei keiner anderen Naturwissenschaft. In der That, wer von der gegenwärtigen mineralogischen Nomenclatur auf den künftigen Entwicklungsgang und die Behandlung der Wissenschaft schliessen wollte, der möchte unwillkürlich an den babylonischen Thurmbau erinnert werden, der am Ende eingestellt werden musste, weil keiner mehr den andern verstand. Freilich war immer einigen nicht sowohl um den grossen mineralogischen Thurm zu thun, als um einen Erker daran, welchen sie nach Wissen und Geschmack zur eigenen Wohnung sich ausbauten und nach Bequemlichkeit einrichteten und das zuweilen auf eine so seltsame Weise, dass man sich kaum des Gedankens erwehren kann, es sei darauf abgesehen gewesen, die Neugier rege zu machen, wer denn da wohne, wer denn diese Curiosität geschaffen habe. Diese Vorkommnisse sind zwar für denjenigen nicht so gefährlich, der sie durch lange Dienstzeit kennen und beurtheilen gelernt und sich in Geduld darein gefunden hat, den Tornister der Synonymen fortwährend herumzuschleppen, für den neu eintretenden Jünger der Wissenschaft sind sie aber ein Verhau des Weges, ein zurückschreckendes Hinderniss für alles Fortkommen.«

»Um das Gesagte mit einem Beispiele zu erläutern, will ich ein allgemein gekanntes und wohl untersuchtes Mineral, das molybdänsaure Bleioxyd, anführen. Ein Schüler von Mohs würde, um es zu bezeichnen, vom pyramidalen Bleibaryt sprechen, ein Schüler Breithaupt's aber vom tautoklinen Xanthinspath, ein Schüler Hausmann's würde es Bleigelb nennen, während es die Wernerianer Gelbbleierz genannt haben, ein Schüler Haidinger's nennt es Wulfenit, bei Brooke heisst es Carinthit, bei Beudant Melinose und nun kommen noch die lateinischen Nameu dazu: *Pyramidites tautoclinus, Wulfenites pentatomus, Cronalus pyramidalis, Plumbum molybdänicum.*«

Aus solchen Äusserungen über die Benennung der Minerale ersieht man, dass die vorhandenen überaus zahlreichen Synonyme wirklich eine grosse Beschwerde sind und dass man den specifischen Namen den Vorzug einräumen muss, weil bis jetzt kein Mineralsystem mit systematischer Nomenclatur sich einer allgemeinen Aufnahme erfreuen konnte. Die spezifischen Namen aber lassen sich nicht nach allgemein giltigen Vorschriften geben, weil dies der Natur der Sache nach nicht gut möglich ist und deshalb entstanden oft verschiedene Namen für ein und dieselbe Art. Man findet darum in der Regel in den Hand- und Lehrbüchern der Mineralogie neben dem vom Autor gewählten specifischen Namen ein oder mehrere Synonyme angegeben, weil dies des Verständnisses wegen nothwendig ist, vermeidet aber nach Möglichkeit, bekannten Species neue Namen zu geben, weil bereits gegebene zur genügenden Auswahl vorhanden sind.

Von den Regeln oder leitenden Grundsätzen, nach welchen Namen gegeben werden sollen, kann hier nicht weiter die Rede sein, dies würde zu weit führen und man ersieht nur aus einer Regel, welche Haidinger (a. a. O. pag. 465) voranstellt, wie unsicher solche Regeln sind. Er sagt, die Namen sollen einfach, nicht zusammengesetzt sein, führt dabei einige Zeilen weiter den Namen Pharmakolith als gut gewählten an mit der Bemerkung, ist ein zusammengesetztes Wort, aber griechisch, und gilt im Deutschen für einfach. In diesem Sinne kann man unmöglich die Bezeichnung einfach verstehen, wenn man auch gern griechische oder lateinische Namen wählt. Dies geschieht nicht, um den Namen als einen einfachen hinzustellen, sondern deshalb, um Namen zu haben, welche in anderen modernen Sprachen als wissenschaftliche eben so un-

abhängig von der Muttersprache gebraucht werden können, wie von der deutschen. Wenn z. B. anstatt des deutschen Namens Kupferkies der griechisch ausgedrückte Name Chalkopyrit allgemeiner brauchbar erscheint, so ist darum nicht der Name Chalkopyrit ein einfacher, weil er griechisch ist und der Name Kupferkies ein zusammengesetzter, weil der Deutsche sofort weiss, dass der Name Kupferkies ein zusammengesetzter ist. Durch die Uebersetzung in das Griechische oder Lateinische werden sie nicht einfache Namen, sondern nur in gewissem Sinne zugänglicher für verschiedene Sprachen.

Jede Mineralart kann, durch die oben angegebenen Eigenschaften bestimmt, durch die möglichst kürzeste Angabe dieser charakterisirt werden, während die Beschreibung einer Mineralart länger oder kürzer gegeben werden kann, je nach dem Umfange, welchen ein Werk haben soll. In einer vollständigen Beschreibung müssten alle Eigenschaften enthalten sein, welche die bis anhin bekannt gewordenen Vorkommnisse ergeben haben, die als der Art angehörig betrachtet werden. Später aufzufindende Vorkommnisse können zur Vervollständigung der Beschreibung beitragen, während die Charakteristik der Art, die Art als solche ihre Geltung behält. So können z. B. die in den Umfang der Krystallisation gehörigen Krystallgestalten durch neue Vorkommnisse vermehrt werden, können die Farben mannigfaltiger werden, können durch neue Analysen unwesentliche Bestandtheile gefunden werden, welche noch nicht bekannt waren u. s. w. wodurch besonders die Zahl der Varietäten vermehrt wird. Wenn daher vorgesteckten Zielen eines Werkes entsprechend Beschreibungen der Mineralarten ungleich umfangreich werden, so erwächst daraus kein Nachtheil, wenn nur der einem Werke zu Grunde liegende Zweck erfüllt wird. Auch erscheint es meist nicht nöthig, alle Mineralarten aufzuführen, wie dies in diesem Werke auch nicht geschehen soll. Es sollen hier nur eine ausgewahlte Anzahl von Mineralen mit ihren wichtigsten und bekanntesten Varietäten beschrieben werden, ohne dass dabei jedesmal die Charakteristik der Art vorangestellt wird, welche in jedem einzelnen Falle aus der Beschreibung entnommen werden kann.

Um an einem Beispiele diese doppelte Darstellung zu zeigen, wählen wir dazu die allgemein bekannte Mineralart Schwefel.

Für die Charakteristik des Schwefels genügen folgende Angaben:

Schwefel, orthorhombisch, Grundgestalt die Pyramide P, deren Endkantenwinkel = 85° 4' und 106° 30', die Seitenkantenwinkel = 143° 19' sind; unvollkommen spaltbar parallel den Basisflächen oP und dem Prisma ∞ P; das Aussehen ist unmetallisch, Härte = 1,5—2,5, specif. Gewicht = 1,9—2,1 · S; schmelzbar bei 112° C., verbrennt angezündet mit blauer Flamme zu schwefliger Säure.

An Stelle der Winkel der Grundgestalt kann man auch nur ihr Achsenverhältniss angeben, Hauptachse zur Querachse zur Längsachse = 2,34192 : 1,23169 : 1, wobei gewöhnlich die Achsen nur mit bestimmten Buchstaben bezeichnet werden (s. Artikel Krystallgestalten). Die Winkel der Grundgestalt, sowie das entsprechende Achsenverhältniss findet man aber nicht immer gleich angegeben, weil die Messungen immer etwas von einander abweichen und aus denselben ein Mittelwerth zu entnehmen ist.

Aus der Charakteristik der Art geht, wie oben angegeben worden ist, hervor, dass alle vorkommenden Krystalle derselben Gestalten zeigen, welche von der Grundgestalt ableitbar sind, während alle Vorkommnisse der Art überhaupt in physikalischer und chemischer Beziehung in das Bereich der angegebenen Bestimmungen fallen.

Wird der Schwefel als Mineralart beschrieben, so kann die Beschreibung in nachfolgender Weise gegeben werden, wobei ausdrücklich hervorzuheben ist, dass diese Beschreibung keine vollständige sein soll, sondern nur als Beispiel ausgeführt wird.

Schwefel. Derselbe findet sich sehr häufig krystallisirt, orthorhombisch, meist holoedrisch, selten sphenoidisch-hemiedrisch. Die Krystalle sind fast immer aufgewachsen, vorherrschend pyramidal, zeigen die als Grundgestalt gewählte Pyramide P mit den Endkantenwinkeln = 85°4′ und 106°30′, den Seitenkantenwinkeln = 143° 19′ für sich allein, gewöhnlich aber erscheint dieselbe mit anderen Gestalten in Combination, deren bis jetzt schon über 20 gefunden wurden, wie mit den Basisflächen $0P$, der stumpfen Pyramide $\frac{1}{3}P$ (Endkantenwinkel = 113° 12′ und 126° 54′), der noch stumpferen Pyramide $\frac{1}{5}P$ (Endkantenwinkel = 132° 43′ und 142°), dem Prisma ∞P (dessen stumpfe Kanten = 101° 11′ sind), dem Längsdoma $P\breve{\infty}$ (Endkantenwinkel = 55° 29′), dem Querdoma $P\bar{\infty}$ (Endkantenwinkel = 46° 15′), den Längsflächen $\infty P\breve{\infty}$, den Querflächen $\infty P\bar{\infty}$ u. a. m. Die Combinationen sind z. Th. flächenreiche. Ausser gewöhnlich vorkommenden Unregelmässigkeiten, welche die aufgewachsenen und in Drusenräumen reichlich vorkommenden Krystalle zeigen, finden sich auch tafelartige Bildungen durch Vorherrschen der Basis- oder Querflächen, in Sicilien, wie bei Cianciana beobachtete man ausgezeichnet sphenoidisch-hemiedrische Entwickelung der Pyramiden P und $\frac{1}{3}P$. Bemerkenswerth ist das Vorkommen von Zwillingen nach dem Prisma ∞P, oder nach dem Längsdoma $P\breve{\infty}$, oder nach dem Querdoma $P\bar{\infty}$. Der Schwefel ist unvollkommen spaltbar parallel den Basisflächen und parallel den Prismaflächen ∞P, der Bruch ist muschlig, uneben bis splittrig.

Die Krystalle sind verschieden gross bis sehr klein, zeigen bisweilen reihenförmige oder homologe pyramidale Gruppirung, desgleichen auch radiale, welche bis zu kugligen Gruppen mit drusiger oder rauher Oberfläche führt; an diese reihen sich nierenförmige und andere stalaktitische Gestalten bis krustenförmige Ueberzüge. Die Verwachsung der Individuen lässt sich dabei im Inneren mehr oder weniger deutlich erkennen. Ausserdem findet er sich in individualisirten Massen, gross-, grob-, klein- bis feinkörnig, meist mit undeutlicher Absonderung, auch drusig-körnig, stenglig bis fasrig, dicht, dabei bisweilen eigenthümliche knollige bis kuglige Gestalten bildend, feinerdig (als sog. Mehlschwefel). Die Krystalle und Gruppen sind fast immer aufgewachsen, die anderen Varietäten finden sich derb, dabei oft ausgedehnte Lager oder wechselnde Lagen zwischen anderen Mineralen, Ausfüllungen von Klüften und Hohlräumen bildend, eingewachsen bis eingesprengt, als Ueberzüge und Anflüge. Nach der verschiedenen Ausbildung kann man als Varietäten den krystallisirten, krystallinischen, dichten und erdigen Schwefel unterscheiden.

Die wesentliche Farbe des Schwefels ist ein eigenthümliches helles Gelb mit einem Stich ins Grüne, welche als Schwefelgelb von anderen gelben Farben unterschieden wird, übergehend bis in zeisiggrün, andererseits und zwar häufiger in andere gelbe Farben, in citronengelb, orangegelb, honiggelb, strohgelb, bräunlichgelb, röthlichgelb bis hyazinthroth, in gelblich bis rötlichbraun; auch ist er graulichgelb bis gelblichweiss, die dichten unreinen Knollen sind graulichbraun, leberbraun bis braunlichgrau. Das Strichpulver ist gelblichweiss oder graulichweiss. Der Glanz ist glas- bis diamantartiger Wachsglanz, besonders bei dem krystallisirten und krystallinischen, bis reiner Wachsglanz und in der Stärke wechselnd, am stärksten auf glatten Krystall- und muschligen Bruchflächen, abnehmend bis zum matten

oder glanzlosen Mehlschwefel. Er ist durchsichtig bis an den Kanten durchscheinend, der erdige undurchsichtig. Vollkommen durchsichtige Krystalle zeigen doppelte Strahlenbrechung; die Doppelbrechung ist positiv, die optischen Achsen liegen im Längsschnitt, die spitze Bisectrix fällt in die Hauptachse.

Der Schwefel ist wenig spröde aber leicht zersprengbar, hat die Härte = 1,5—2,5; der feinkörnige und erdige ist leicht zerreiblich, das spec. Gew. ist = 1,9—2,1. Durch Reiben wird er negativ elektrisch.

Chemisch ist der Schwefel ein elementarer Stoff, mit S bezeichnet, doch meist mehr oder weniger verunreinigt durch fremdartige Beimengungen, welche selbst bei geringer Menge, besonders auf die Farbe Einfluss haben, wie Schwefelarsen und Selen orangegelbe, Bitumen bräunliche, erdiger Thon oder Mergel graue oder grauliche Färbung veranlassen.

Schwach erwärmt, schon in der warmen Hand knistert er, im Kolben erhitzt schmilzt er, bei 112° C. zu einer gelben beweglichen Flüssigkeit, welche bei höherem Erhitzen dunkler bis hyacinthroth oder granatroth und dicker wird, bei 250° so zähe, dass sie sich nicht mehr aus dem Gefässe ausgiessen lässt. Ueber 300° wird der Schwefel wieder dünnflüssig, siedet bei 440° und verwandelt sich in orangegelben Dampf, welcher sich am Glase als Sublimat absetzt. An einer Flamme angezündet verbrennt der Schwefel mit blaulicher Flamme zu schwefliger Säure SO_2, welche durch ihren erstickenden Geruch leicht erkenntlich ist.

Der geschmolzene Schwefel ergiebt beim Abkühlen den sogen. klinorhombischen Schwefel, eine besondere Modification des Elementes S, welches dimorph ist, als Mineral sich aber nur orthorhombisch krystallisirt findet.

In Wasser und den gewöhnlich als Lösungsmittel für Minerale angewendeten Säuren ist der Schwefel unlöslich, dagegen ist er vollständig löslich im Schwefelkohlenstoff CS_2, einer farblosen Flüssigkeit, welche bei 22° C. in 100 Theilen 46 Theile Schwefel auflöst. Bei langsamem Verdunsten bilden sich aus der Lösung orthorhombische Krystalle, wie sie das Mineral zeigt. — Mit Kali- oder Natronlauge gekocht ergiebt der Schwefel eine bräunlichrothe Lösung, aus welcher sich beim Verdampfen Schwefelkalium oder Schwefelnatrium abscheiden. Bei Zusatz von Salzsäure entwickelt sich aus ihr Schwefelwasserstoffgas.

Der Schwefel findet sich vorzüglich im Gebiete der Tertiärformationen in der Nachbarschaft von Gyps in Kalk, Mergel und Thon, besonders reich und schön bei Girgenti, Cattolica, Lercara, Raculmuto, Cianciana, Caltanisetta u. a. O. in Sicilien, auf welcher Insel allein jährlich für über 20 Millionen Lire Schwefel gewonnen wird, bei Conilla unweit Cadix in Spanien, bei Czarkow und Swoszowice in Galizien, in Croatien, Polen, Mähren u. s. w., ohne dass man mit Sicherheit angeben kann, wie er sich gebildet habe; ausserdem gewöhnlich in der Nähe von Vulkanen, in Kratern und Solfataren als Sublimat oder aus Schwefelwasserstoffexhalationen entstanden, als Absatz aus sogen. Schwefelquellen, welche Schwefelwasserstoff enthalten, durch Zersetzung von Schwefelmetallen auf Gängen und Lagern verschiedener Formationen, durch Einwirkung verkohlender Pflanzenreste und faulender thierischer Substanzen auf schwefelsaure Verbindungen von Metalloxyden und deshalb untergeordnet in den jüngsten bis zu älteren Formationen.

Trotz des Vorkommens an sehr vielen Fundstatten und in verschiedenen Formationen unter verschiedenen Verhaltnissen und trotz der grossen Mengen, welche an einzelnen Fundorten gewonnen werden, tritt der Schwefel nicht als Gesteinsart auf, spielt aber als unserer Erde angehorender Stoff eine grosse Rolle, insofern er in Verbindung mit Metallen und Metalloiden und in einer

Verbindung mit Sauerstoff als Schwefelsäure (s. Sulfate) zahlreiche und weit verbreitete Minerale bildet, welche zum Theil als Gesteinsarten auftreten, wie z. B. der Gyps und Anhydrit.

Die Verwendung des Schwefels ist eine sehr ausgedehnte, wie namentlich zur Darstellung des Schiesspulvers, in der Feuerwerkerei, bei der Bereitung der Zündhölzer, zur Darstellung von Schwefelverbindungen, wie von Schwefelsäure, Zinnober, Auripigment u. a., zum Schwefeln und Bleichen von Seide, Wolle und Stroh, zum Schwefeln von Fässern, als Mittel gegen die Traubenkrankheit und überhaupt als Arzneimittel, zur Darstellung von Schwefelabgüssen von Statuen, Münzen u. a., zu Elektrisirmaschinen und vielen anderen Zwecken.

Bei den Beschreibungen der einzelnen Mineralarten kann man auch Abbildungen von Krystallen beifügen, welche sich gewöhnlich auf häufig vorkommende einfache Gestalten und Combinationen beziehen, wie z. B. die beifolgenden: (Min. 2—10.)

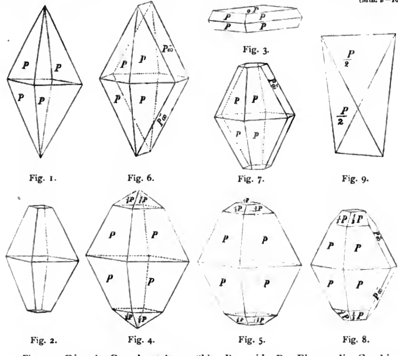


Fig. 1. Die als Grundgestalt gewählte Pyramide P. Fig. 2. die Combination der Basisflächen oP mit dieser. Fig. 3. die tafelartige Combination oP · P; Fig. 4. die Combination der stumpferen Pyramide $\frac{1}{3}$P mit P; Fig. 5. dieselbe mit den Basisflächen. Fig. 6. die Combination des Längsdoma P$\bar{\infty}$ mit der Grundgestalt; Fig. 7. dieselbe mit den Basisflächen. Fig. 8. dieselbe noch mit der Pyramide $\frac{1}{3}$P; Fig. 9. das sphenoidische Hemieder von P bezeichnet mit $\frac{P}{2}$. In Betreff solcher Abbildungen ist zu bemerken, dass in der Regel auf die bei Krystallen vorkommenden Unregelmässigkeiten der Bildung nicht Rücksicht genommen ist.

Wenn somit die einzelnen Mineralarten in der angegebenen Weise nur durch

ihre Charakteristik bestimmt oder wenn sie mehr oder weniger vollständig beschrieben werden können, so ist dann jedenfalls in Folge der Vergleichung die Möglichkeit gegeben, die Mineralarten nach gewissen ihrer Eigenschaften in Gruppen zusammenzustellen, welche so verwandte Mineralarten enthalten. Solche Gruppen können wieder nach gewissen Eigenschaften verglichen werden und ergeben umfassendere Abtheilungen und es ergiebt sich daraus die Erstellung von Mineralsystemen, deren Zahl und Verschiedenheit in gewissem Sinne auffallend erscheint.

Da jedoch die Systematik und die Systeme der Minerale in einem eigenen Artikel besprochen werden sollen, so wurde hier nur die Zusammenstellung von Mineralarten in Gruppen deshalb berührt, weil in der Folge die wichtigeren Minerale in Gruppen zusammengefasst beschrieben werden, ohne dass dabei die Gruppen einem bestimmten der vorhandenen Mineralsysteme entnommen werden. Die anzuführenden Gruppen haben lediglich nur den Zweck zu erfüllen, eine mehr oder minder grosse Anzahl einzelner Mineralarten in dem Zusammenhange besprechen zu können, welcher durch die Gruppirung geboten ist.

Die Atmosphäre und ihre geologische Bedeutung

von

Professor Dr. **A. v. Lasaulx.**

Die Atmosphäre ist die gasförmige Umhüllung, welche die Erde allseitig umgiebt. Hierdurch ist sie von allen an der Erdoberfläche wirksamen Agentien das von der gleichmässigsten Verbreitung und kein Punkt der äusseren Erdrinde kann sich den von ihr ausgehenden Einwirkungen entziehen. Die Art und Intensität dieser letzteren ist sehr verschieden.

Mit dem Körper der Erde hat die elastische Hülle der Atmosphäre zunächst die Gestalt gemeinsam, sie ist abgeplattet wie jene. Die höchste Höhe hat die Atmosphäre über dem Aequator, niedriger ist sie über den Polen. Die Höhe derselben ist jedoch nicht genau festzustellen. Die noch am meisten zuverlässigen Bestimmungen ergeben Werthe, die von 8—10 Meilen schwanken; nach Schmidt hat sie 7,7 Meilen Höhe am Aequator, etwa $\frac{1}{80}$ des Erdhalbmessers, an den Polen 5,8 Meilen. Jedenfalls übersteigt die Abplattung nicht den Werth von ein Drittel ihrer Höhe.

Die wesentlichen oder Hauptbestandtheile der Atmosphäre sind Sauerstoff, Stickstoff und Kohlensäure. Unter Luft schlichthin versteht man das Gemenge von 21 Theilen Sauerstoff und 79 Theilen Stickstoff. Diesen sind auf etwa 10000 Theile 3—4 Theile Kohlensäure und etwas Wasserdampf beigemengt, beide in wechselnden Mengen. Besonders der Gehalt an Kohlensäure ist oft auffallend schwankend, über dem Festlande grösser als über dem Meere. Zufällige oder Nebenbestandtheile der Atmosphäre sind: Wasserstoffgas, Kohlenwasserstoffe, Schwefelwasserstoff, Chlorwasserstoff, Ammoniakgas. Auf dem Gehalte an wesentlichen und zufälligen Bestandtheilen beruht die chemische Einwirkung der Atmosphäre auf die Erdrinde.

Sauerstoff und Kohlensäure sind es, die in stetem Wechsel die wichtigsten Vorgänge dieser Art bedingen. Die Luft zeigt stets einen gleichbleibenden Gehalt an Sauerstoff, weil Thiere und Pflanzen zur Kohlensäure in einer Wechselbeziehung stehen, die Luft genau entgegengesetzte Stoffe aufnimmt und abgiebt.

Thiere und Pflanzen athmen und nehmen dabei Luft auf, aber die Thiere nehmen vorzüglich Sauerstoff auf und geben dafür Kohlensäure ab und verwenden ihn zu den Zwecken ihres Lebens, die Pflanzen im Gegentheile nehmen vorzüglich Kohlensäure ein und geben Sauerstoff ab.

So sind diese beiden Gase in steter Erneuerung und immer gleichem Gehalte in der Luft vorhanden. Kohlensäure entsteht ausserdem bei jeder Verbrennung, bei den Verwesungs- und Fäulnissprocessen und bei der Gährung; sie steigt namentlich auch in grossen Mengen aus dem Inneren der Erde bei vulkanischen Aeusserungen zu Tage. So enthält denn auch alles Wasser auf der Erde Kohlensäure in wechselnder meist allerdings nur geringer Menge.

S a u e r s t o f f und K o h l e n s ä u r e werden der Atmosphäre zu mineralischen Bildungen fortdauernd entzogen. Der S a u e r s t o f f dient zur Oxydation von Mineralkörpern, so z. B. ganz besonders der an der Erdoberfläche sich findenden Eisenoxydulhaltigen Gesteine und Minerale. Die weit verbreitete Rostfarbe an den Gesteinen, die gelbe Farbe so vieler Sande, die Brauneisensteinbildung in den oberen Theilen von Spatheisensteinablagerungen, die Bildung schwefelsaurer Salze aus schwefelhaltigen Schichten oder Erzen sind die Folge dieser Oxydationswirkungen des Sauerstoffs. Wo z. B. auf alten Erzhalden Schwefelmetalle an der Luft der Verwitterung ausgesetzt sind, da zeigen sehr bald die durch sie hindurchsickernden Wasser den scharfen ätzenden Geschmack schwefelsäurehaltiger Lösungen und üben ihren zerstörenden Einfluss auf organische Stoffe aus. Ist Kalk vorhanden, so erfüllen sich die leeren Zwischenräume zwischen den Trümmern einer solchen Halde oft mit zierlichen kleinen Krystallen von wasserhaltiger schwefelsaurer Kalkerde in der Form des Gypses. Wo in Mineralsammlungen Eisenkies (die Verbindung von 2 Molekülen Schwefel und einem Molekül Eisen) an feuchter Luft liegt, da bedecken sich seine Krystalle sehr bald mit weissen Flocken eines schwefelsauren Salzes und die weissen Papierkästen werden von der gebildeten Schwefelsäure gebräunt und sehr schnell durchgefressen. Das ist dieselbe Wirkung, die der Sauerstoff der Luft im Grossen auf eisenkieshaltige Thone oder Braunkohle ausübt. Die gebildete Schwefelsäure verbindet sich mit Thonerde und Alkalien zu Alaunen und anderen Salzen. Wasser, sei es in Quellen oder in den atmosphärischen Niederschlägen ist in der Regel der Vermittler dieser Oxydationsprozesse. Wir verweisen wegen dieser und anderer Vorgänge auf den Artikel: Chemische Processe in der Geologie.

Nicht minder wichtig für die Geologie sind die Processe, bei denen die K o h l e n s ä u r e der Luft die Hauptrolle spielt. Denken wir nur an die ungeheuren Massen von kohlensaurer Kalkerde und kohlensaurer Magnesia, die in den Kalkstein- und Dolomitgebirgen angesammelt sind, denen sich noch viele andere Carbonate von minderer Verbreitung anfügen. Alle Kohlenlager, von den jungen unter unseren Augen sich vollziehenden Torfbildungen an, bis zu den anthracitischen Kohlen der ältesten Formationen sind aus der Kohlensäure hervorgegangen, die pflanzliche Organismen der Atmosphäre entzogen.

Der dritte Bestandtheil der Luft, der Stickstoff, ist für die Erdrinde von ganz untergeordneter Bedeutung. Wir kennen nur wenige Stickstoffverbindungen im Mineralreich und diese sind grösstentheils von zersetzten organischen Substanzen herzuleiten. Der Natronsalpeter (es kommt ausserdem als Mineral ein Kali- und Kalksalpeter vor) findet sich in sehr bedeutenden Mengen in den Küstendistricten von Süd-Peru bis Nord-Chile, namentlich in Atacama. Die Bildung dieser Ab-

lagerungen ist nach NÖLLNER[1]) in der Weise zu erklären, dass gewaltige Massen von Seetang, der immer stickstoffhaltig ist, durch die Fluth an die allmählich aufsteigenden Küsten geworfen wurden; wenn durch die Hebung die Ufer ins Trockene gekommen waren, bildete sich durch langsame Oxydation an der Luft das Nitrat. Für die Betheiligung des Meeres würde dann auch der Jodgehalt des Chilesalpeter sprechen. Wenn also auch nur indirekt, wieder unter der Vermittelung pflanzlicher Lebensprocesse, ist doch hier der Stickstoff aus der Luft im Grossen zur Mineralbildung verwendet. Nur zwei Mineralverbindungen giebt es, die ihren Stickstoff nicht aus organischen Substanzen herleiten, beide aber sind vulkanische Produkte: der Salmiak und das von SILVESTRI beschriebene, am Aetna vorkommende Stickstoffeisen. Gewisse Quellen, welche mit Gasemanationen verbunden sind, entwickeln vorzüglich Stickstoff. Dass dieser aus organischen Stoffen hervorgegangen sei, ist wenigstens dort kaum anzunehmen, wo diese Emanationen direkt als vulkanische Aeusserungen anzusehen sind. So sind einige der Quellen am Aetnafusse ganz auffallend stickstoffreich z. B. die *Acqua santa* bei Limosina unfern Catania: der Gehalt an Stickstoff schwankt je nach den Jahreszeiten von 88—98 % der überhaupt vorhandenen Gase.[2]) Auch die über den thätigen Fumarolen der ätnaischen Lavaströme befindliche atmosphärische Luft ist auffallend stickstoffreicher, als die gewöhnliche Luft, was gleichfalls auf das Hervortreten vulkanisch gebildeten Stickstoffes schliessen lässt. Dass wenigstens ein Theil des im Inneren des Central-Kraters der Vulkane gebildeten Salmiaks nicht direkt auf organischen Ursprung zurückzuführen ist, scheint ebenso gewiss.[3]) Freilich anderer vulkanischer Salmiak bildet sich auch dort, wo die glühende Lava Pflanzen überströmt und verbrennt.

Die zufälligen Bestandtheile der Atmosphäre kommen für geologische Vorgänge kaum weiter in Betracht. Sie sind meist die Folge localer Processe. Schwefelwasserstoff und Kohlenwasserstoffe werden mit mineralischen und warmen Quellen aus dem Inneren der Erde an die Oberfläche derselben gebracht. Zersetzungen organischer Substanzen sind in der Regel die Ursache der Bildung der Kohlenwasserstoffe, obgleich es andererseits nicht wohl zweifelhaft sein kann, dass unter gewissen Bedingungen solche Verbindungen auch durch lediglich anorganische Processe, aus direkter Vereinigung der in vulkanischen Gebieten aufsteigenden gasförmigen Elementarstoffe entstehen können.

Ganz ähnlich verhält es sich mit dem Schwefelwasserstoff. Ein grosser Theil desselben in den Wässern erklärt sich durch Reduction schwefelsaurer Salze unter Einwirkung organischer Substanz. Wenn ein Mineralwasser, das schwefelsaures Salz enthält, mit organischer Substanz, z. B. nur einem Strohhalm in Berührung kommt, so entwickelt sich sogleich der Geruch nach Schwefelwasserstoff.

Ein Beispiel, das solche Vorgänge trefflich erklärt, kam vor einer Reihe von Jahren zu Detmold vor.[4]) Ein 30 Fuss tiefer Brunnen lieferte anfangs gutes Wasser, bald aber wurde dasselbe so übelriechend, dass man es nicht mehr trinken konnte. Es ergab sich, dass unter dem Einflusse einer hölzernen Pumpenröhre in dem Wasser, welches reichlich gelösten Gyps enthielt, sich Schwefelwasserstoff bildete. Die hölzerne Röhre wurde durch eine metallene ersetzt und nun blieb das Wasser gut. Die Entwickelungen von Schwefelwasserstoffgas treten

[1]) Journ. f. prakt. Chemie 1867. 102. 459. vergl. auch J. ROTH, Geologie, Bd. I. pag. 603.

[2]) Vergl. SARTORIUS-LASAULX: Der Aetna. Bd. II. pag. 539 u. 533.

[3]) ibid. II. pag. 503.

[4]) Ann. Chem. Pharmac. (2) Bd. LXVII. pag. 41.

aber auch in vulkanischen Gebieten auf; hier ist ebenfalls die Bildung eine unmittelbare, nicht immer durch organische Substanzen eingeleitete. Andere Beispiele dieser Art werden noch in den Kapiteln Vulkane, chemische Geologie und Quellen erörtert werden.

Ausser den chemischen Wirkungen sind aber nun auch die physikalischen Wirkungen der Atmosphäre von grosser geologischer Bedeutung. Eine gewisse unmittelbare Wirkung übt dieselbe schon durch ihre Schwere aus.

Die Schwere der Atmosphäre drückt man bekanntlich dadurch aus, dass man sie gleich setzt dem Gewichte einer Flüssigkeitssäule, der sie das Gleichgewicht hält. Eine Quecksilbersäule von 28 Zoll Höhe, eine Wassersäule von 32 Fuss, so belehren uns Barometer und Pumpen, thun dieses. Mit dem Gewichte, welches gleich ist einer solchen Säule, drückt also die Luft auf alle Punkte an der Oberfläche der Erde. Nun wissen wir aus den Schwankungen des Barometers, dass dieser Druck innerhalb gewisser Grenzen auf und ab geht. Mit vermindertem Druck oder mit niedrigerem Barometerstande treten aber mancherlei Erscheinungen ein, die sonst nicht möglich sind. Es mag hier nur daran erinnert werden, dass die Entwickelung der so verderblichen Grubengase und der sogen. schlagenden Wetter immer dann am heftigsten auftritt, wenn plötzlich ein niedriger Barometerstand auf einen hohen folgt. In gleicher Weise hängen auch die durch Gasentwickelung hervorgerufenen explosiven Aeusserungen der Vulkane in etwas mit dem Luftdrucke zusammen. Die Gasentwickelung, das Ausströmen der Lava, die Explosionen erfolgen mit gesteigerter Intensität bei niedrigem Luftdrucke. So ist die von Fumarolen gebildete Dampfkappe des Aetna, die Thätigkeit des Stromboli für die Umwohner von der Bedeutung eines Barometers.

Ganz besonders aber ist der Luftdruck für das Meer von Einfluss. Eine Verminderung des Luftdruckes aus irgend einer Ursache an einer Stelle der grossen Wasserflächen hat hier ein Aufsteigen derselben unter dem seitlichen Drucke zur Folge. Eine Schwankung von nur einem Zoll in der Quecksilbersäule des Barometers entspricht einer solchen von 13,4 Zoll einer Wassersäule. Der Ausgleich dieser localen Erhebung des Wassers bedingt gewaltige Wellengänge und aussergewöhnliche Flutherscheinungen, meist von den verderblichsten Wirkungen an den Küsten. Unter »Wasser« werden diese Vorgänge noch weiter erörtert werden.

Unter dem Einflusse sehr gesteigerten oder verminderten Barometer- oder Luftdruckes sind sogar Bewegungen in den einzelnen Theilen der Erdveste selbst recht wohl denkbar, die ihrerseits wieder Einstürze, Erderschütterungen, Schlammausbrüche im Gefolge haben, bezüglich derer auf die einzelnen Artikel zu verweisen ist.

Die wichtigsten geologischen Veränderungen der Erdveste werden aber durch mittelbare physikalische Wirkungen der Atmosphäre, durch die Niederschläge und die Winde hervorgebracht. Beide hängen auf das Innigste zusammen und es lassen sich ihre Wechselwirkungen kurz in folgenden Sätzen ausdrücken.

Die Bewegungen in der Atmosphäre sind die Folge eines unaufhörlichen Gleichgewichtsausgleiches. Unter dem Einfluss der Sonne erwärmt sich die Luft über den tropischen Gebieten, kühlt sich ab in den aussertropischen Zonen und so entstehen die Luftströmungen, wie sie uns die Kerzenflamme in der Thüre eines warmen Zimmers ausdrückt, die auf einen kalten Corridor hinausführt: Abströmen der warmen Luft oben, Einströmen der kalten Luft unten.

In dem Systeme der Luftströmungen in der Atmosphäre bewegt sich die Luft vom Aequator zu den Polen, von den Polen zum Aequator; von der nörd-

lichen Halbkugel zur südlichen und umgekehrt, von der westlichen zur östlichen und entgegengesetzt. Die äquatoriale Zone, wo die Luft emporsteigt, nennt man den Gürtel der Calmen. Die in geringer Höhe von den Polen dem Aequator zuströmenden Luftmassen geben Veranlassung zur Bildung der sogen. Passatwinde. Die Zone der Calmen trennt also als ein ruhiger Gürtel die von beiden Polen herströmenden Winde, die je näher am Aequator um so mehr in Ostwinde übergehen. Die Gegenden der Calmen sind durch dieses Zusammentreffen, ganz besonders durch den tückischen Wechsel von Ruhe und gewaltigen Stürmen den Schiffern furchtbar.

Die Luft bei ihrer Cirkulation beladet sich mit Dämpfen und strahlender, von der Sonne empfangener Wärme, jene über den Meeren, diese über den Continenten gesammelt. So vertheilt sie Wasserdämpfe und Wärme, indem sie an andere Stellen der Erdoberfläche die angesammelten wieder abgiebt. Die Meere stellen bei diesem Kreislaufe gewissermassen die Dampfkessel, die Continente dagegen die Condensatoren vor, über denen die Dämpfe wieder tropfbar flüssig werden. Je näher am Aequator die ersteren, je näher an den Polen oder je höher über dem Meere die letzteren liegen, um so wirksamer ist ihre Thätigkeit. Nur die Landstriche bilden eine Ausnahme und wirken nicht mehr condensirend, deren Temperatur eine höhere ist als die, welche die Condensation der Dämpfe erfordert, sie strahlen nur Wärme aus. Sie wirken ganz besonders auf den Ausgleich der atmosphärischen Strömungen ein, indem sie die normalen Ströme ablenken und eine besondere Vertheilung von Feuchtigkeit und Wärme bestimmen.

Das jedesmalige Klima einer Gegend, darunter nach HUMBOLDT[1]) alle Modificationen der Atmosphäre verstanden, von denen die menschlichen Organe auf merkliche Weise berührt werden (Temperatur, Feuchtigkeit, Barometerdruck, Winde, elektrische Spannung, Klarheit der Luft etc.) ist an die Vertheilung der Festlande und Meere durch ihren Einfluss auf die genannten Vorgänge in der Atmosphäre gebunden. So findet jede Gegend der Erde die Bedingungen des eigenen Klimas auch wieder in den klimatischen Verhältnissen eines andern Theiles der Erdoberfläche. Von dem Klima hängt das organische Leben, Thier- und Pflanzenreich ab, mittelbar dieses also auch von den Gleichgewichtsbewegungen der Atmosphäre.

Aus der vorhin genannten Condensation der Wasserdämpfe entstehen zunächst die Wolken, Anhäufungen von Wasserbläschen, dann volle Wassertropfen, die aus den Wolken zur Erde fallen. So entsteht der Regen, der wichtigste von den atmosphärischen Niederschlägen auch in geologischer Beziehung. Bei niedriger Temperatur gefrieren die Nebelbläschen und Tropfen zu krystallisirtem Wasser: dem Schnee. Nur von untergeordneter geologischer Bedeutung sind Hagel, Graupen, Thau und Reif.

Die Menge des an einem Punkte der Erdoberfläche fallenden Regens oder Schnees ist der wichtigste Faktor der geologischen Arbeiten, denn dadurch ist zunächst die Thätigkeit der irdischen Wasserläufe und Seebecken, auf die Umwandlungen der Erdveste in mannigfachster Weise gerichtet, am meisten beeinflusst. Zu der Bestimmung über die Menge des an einem Orte gefallenen Regens bedient man sich der sogen. Regenmesser, die die Höhe angeben, welche das auf diesen Ort innerhalb eines bestimmten Zeitraumes niedergegangene Regenwasser erreichen würde, wenn es weder in die Erde sickern, noch verdunsten könnte.

[1]) Kosmos I. 340.

Da der Wasserdampf in der Atmosphäre von der durch die Wärme begünstigten Verdunstung abhängt, so sind für die wärmeren Länder stärkere Niederschläge natürlich, als für die kälteren. Der Niederschlag des Wasserdampfes zu Regen, d. h. die eigentliche Condensation, erfordert aber ein Sinken der Temperatur. Dort, wo der häufigste Temperaturwechsel eintritt, wird es also auch am meisten regnen. Dadurch erklärt sich, dass die regenreichsten Gegenden der äquatorialen oder Calmen-Zone angehören, dass aber die kalten und polaren Regionen die meisten Regentage aufweisen: in Südeuropa hat man im Durchschnitt 120, im nördlichen 180 Regentage im Jahre.

Dann ist aber auch die Oberflächengestaltung eines Landes hierbei von wesentlichem Einflusse. Hohe Berge üben einen abkühlenden und daher condensirenden Einfluss auf die Wasserdämpfe der Atmosphäre aus. Daher sind auch die Seiten der Gebirge, welche den herrschenden, vorzüglich die Wasserdämpfe herbeiführenden Strömungen in der Atmosphäre, den Winden, abgewendet liegen, soviel ärmer an Niederschlägen als die entgegengesetzten Seiten. So sind z. B. in Irland die südwestlichen und westlichen Winde herrschend, und da sie über das unter der Einwirkung des Golfstromes stehende atlantische Meer streichen, ganz besonders reich an Wasserdampf. Die durchschnittliche Regenmenge für Irland ist daher eine der höchsten in Europa und beträgt etwa 40 Zoll, aber die Vertheilung ist eine sehr ungleiche. Auf der Westseite der 3000 Fuss hohen Randgebirge der centralen irischen Ebene fallen bis zu 60 Zoll und mehr, dagegen auf der Ostseite dieser Berge an einigen Orten nur 15 Zoll im Jahre. Die Gebirge wirken hier wie Wind-, und in gewissem Sinne auch wie Regenschirme. Daher sind aber auch die Hochgebirge die Reservoirs für die atmosphärischen Niederschläge: Regen und Schnee. Von ihnen aus erhalten die Ebenen umher ihre Versorgung an fliessenden Wassern. Hierdurch leiten also die atmosphärischen Niederschläge die ganze Reihe der zerstörenden und wiederaufbauenden Wirkungen ein, welche die mechanische Thätigkeit des Wassers an der Erdoberfläche unter so vielgestaltigen Formen ausübt.

In den Hochgebirgen sind die Ansammlungen von Schnee die erste Bedingung zur Bildung der Gletscher, die wiederum ein geologisches Werkzeug genannt werden können, dessen Arbeit besonders in früheren Zeiten z. B. denen des Diluviums die grossartigsten Umgestaltungen der Erdoberfläche zur Folge hatte.

Endlich macht sich der Einfluss des Klimas und der Temperaturverhältnisse auch in der Weise geltend, dass Kälte und Frost zerstörend auf die Gesteine und Felsenwände wirken, und ebenso grosse Hitze und Trockenheit. Diese üben zunächst einen auflockernden Einfluss auf die Gesteine aus, der sich dann besonders kräftig erweist, wenn schnelle Abkühlung oder heftige Niederschläge nachfolgen, aber andererseits schliessen sie auch eine Menge Zersetzungserscheinungen aus, die eine regelmässige Durchfeuchtung der Gesteine voraussetzen. So hängt denn die Intensität und die Art der Verwitterung jedenfalls in erster Linie von dem Klima eines Gebietes ab.

Soweit nun aber auch die Vegetation als das Produkt der atmosphärischen Verhältnisse eines Landes gelten kann, leiten diese durch jene noch andere wichtige geologische Processe ein. Es mag hier nur an die heutigen Torfbildungen erinnert werden, denen in älteren geologischen Zeiten die Braun- und Steinkohlenbildungen entsprachen. Sie alle sind ganz wesentlich bedingt durch eine Vegetation, die ihrerseits wieder besondere Verhältnisse der Atmo-

sphäre voraussetzt. Auch der regelnde und vertheilende Einfluss, den die Bewaldung auf die atmosphärischen Niederschläge ausübt, gehört hierhin. Die Wirkungen der Erosion hängen damit enge zusammen. Ein einziger Ausbruch eines Hochgebirgswassers, eine einzige Ueberschwemmung eines Flusses zerstört und ändert mehr an der Oberfläche der Erde, als sonst die stetig, aber langsam wirkende Erosion in langen Zeiträumen zuwege bringt. Auch in dem Schutze, den die Vegetation gegen die Fortführung des Bodens durch fliessendes Wasser oder durch den Wind gewährt, äussert sich eine geologische Wirksamkeit der Atmosphäre.

Ein ganz besonders wirksames geologisches Agens aber sind die Winde.

Mit den mehr oder weniger gewaltsamen Bewegungen, die als Winde die Temperaturgegensätze in der Atmosphäre ausgleichen, werden auch die sand- und staubartigen losen Gesteinsfragmente der Erdoberfläche an der einen Stelle fortgenommen, an einer anderen niedergelegt. Die bewegende Kraft der Winde wirkt daher an der Oberfläche der Erde hier zerstörend, abtragend, an anderer Stelle aufbauend, erhöhend.

Allbekannt sind die Erfahrungen, dass die Winde staubförmige Massen oft über ungeheure Entfernungen hin transportiren. Im Jahre 1875 fiel an der norwegischen Küste und bis nach Schweden hinein in grosser Menge ein feiner Staub nieder, den die mikroskopische Untersuchung[1]) auf das Unzweifelhafteste als eine vulkanische Asche erkannte. Dieselbe war durch die herrschenden Westnordweststürme vom Herde der vulkanischen Eruptionen, der isländischen Südostküste 160—170 geogr. Meilen weit getragen worden. Dass die Aetnaaschen bis an die calabrische Küste bei Reggio, immerhin auch eine Strecke von 80—90 Kilom. getragen werden, ist eine ganz gewöhnliche, fast bei allen Eruptionen wiederkehrende Erscheinung, wenn nur grade der geeignete Südwestwind weht. Freilich steigen die vulkanischen Aschen auch aus dem Krater oft mehrere Tausend Fuss in die oberen Luftschichten empor, wo sie von sehr starken Strömungen erfasst werden mögen.

Aber auch der Staub der Flachländer, Steppen und Wüsten wird von Stürmen aufgewirbelt, in die Höhe gerissen und bis in grosse Entfernungen fortgeführt. Dass feiner Sand, den man auf die Sahara zurückführt, bis an die Küsten von Nord-Italien, die Riviera, ja sogar bis in das südliche Frankreich hinein gelangt, (z. B. bis Lyon 1846) ist mehrfach beobachtet worden. In Sicilien sind solche Staubregen oft mit gewaltigen Süd- und Südoststürmen verbunden, zuweilen so dichte, dass die Luft ihre Durchsichtigkeit verliert und mit rothgelber Farbe getrübt erscheint. Der Staub fällt dann entweder trocken nieder oder auch von reichlichen Regengüssen begleitet.[2])

Ueberraschend sind die Mengen feinvertheilten Staubes, die auch bei ruhiger Atmosphäre in der Luft schweben. Dass diese immer eine gewisse Menge suspendirter Staubtheilchen enthält, zeigt sich bei jedem Niederschlag, bei Regen oder Schnee. Regentropfen, auf weissem Papier unmittelbar bei ihrem Niederfallen aufgesammelt, hinterlassen nach ihrem Verdunsten stets schmutzige, staubige Flecken und bekannt ist dieselbe Erscheinung beim Schnee, der in Folge allmählichen Abschmelzens immer mehr seine reine weisse Farbe verliert und schmutzig wird und endlich unter Zurücklassung eines Staubrückstandes ver-

[1]) ZIRKEL, Jahrb. f. Min. 1875. pag. 399.

[2]) SILVESTRI, Sopra le pioggie rosse e le polveri meteoriche della Sicilia. Catania 1877. Atti dell' Accad. Gioënia. Serie 3, XII. u. Reale Accad. d. Lincei IV. Serie 3.

schwindet. Dass hierbei nicht immer der Einfluss der durch die rauchenden Schlote und das Getriebe grosser, verkehrsreicher Städte an solchen suspendirten Staubtheilchen besonders angereicherten Luftschichten über jenen anzunehmen ist, das zeigen die Beobachtungen NORDENSKJÖLDS, der weit im skandinavischen Norden, inmitten grosser Waldungen und fern von allen Städten nach Schneefällen solche Staubmassen sammelte, ja sogar solche Staube tief im Inneren der Eisfelder Grönlands wiederfand. Nach den Untersuchungen von TISSANDIER beträgt die Menge des in der Atmosphäre über Paris schwebenden Staubes soviel, dass eine über das Marsfeld, also 500000 Quadratmeter ausgebreitete Luftschicht von 5 Meter Höhe, 15 Kilogr. feste Masse enthalte.

An solche Staube, deren Herkunft z. Th. schwer verständlich erschien, knüpfte sich dann auch die Annahme, dass dieselben ganz oder z. Th. meteorischer Herkunft seien, also nichts anderes, als staubförmig niederfallende Theilchen von Meteorsteinen. Ganz besonders haben dieses neuerdings NORDENSKJÖLD, SILVESTRI, TISSANDIER u. a. noch näher zu erweisen versucht. Jedoch ergab die genaue mikroskopische Untersuchung einer Anzahl solcher aus der Atmosphäre niedergefallenen Staube durch v. LASAULX, dass dieselben keinerlei eigentlich meteorische Minerale enthalten, dass nicht einmal in allen Stauben wirklich gediegen Eisen, auf dessen Nachweis von den Anhängern der kosmischen Herkunft dieser Staube am meisten Gewicht gelegt wurde, vorhanden sei und dass das etwa vorhandene sich ebenfalls leicht als aus seinen Verbindungen reducirtes, terrestrisches Eisen erklären lasse. Es sind sonach alle diese Staube wirklich nichts anderes, als von den Luftströmungen emporgeführte, durch die Verwitterung zermalmte Theilchen irdischer Gesteine. Auch ist an der Zusammensetzung derselben in der Regel das Material vorherrschend betheiligt, welches den Gesteinen naheliegender Gebiete entstammt. Oft allerdings sind es auch sehr weit hergekommene und dann allerdings kaum auf ihren Ursprung zurückzuführende Mineralpartikel. Stets finden sich in den Stauben mehr oder weniger reichliche organische Reste, Blüthenstaub, Diatomaceen u. a. sowie aus der Fäulniss dieser hervorgehende bituminöse Verbindungen.[1])

Jedenfalls darf die Bedeutung, die solchen Stauben zugeschrieben wurde, indem man aus ihrer kosmischen Herkunft weittragende Schlüsse z. B. auf eine daraus hervorgehende Vergrösserung unserer Erdmasse zog u. a., durchaus nur von dem Gesichtspunkte aus beurtheilt werden, dass durch dieselben einfach eine Translocation von Bestandtheilen der Erdoberfläche stattfindet; was an einer Stelle genommen, wird an einer andern niedergelegt. Gleichwohl können auch daraus im Laufe vielfach wiederholter, durch lange Zeiten fortgesetzter Vorgänge recht grosse Veränderungen an der Erdoberfläche sich herleiten lassen.

Dort aber, wo die Sand- und Staubmassen lagern, deren Spuren der Wind weit hinausträgt, da sind dieselben in immer sich erneuernder Bewegung und die aufgewirbelten Sandmassen rücken förmlich über die Länder fort, alles bedeckend, was sie erreichen. Schon HERODOT erzählt uns, dass eine Expedition, die nach der Oase des Jupiter Ammon durch die Sahara zog, von einem Sandsturm vernichtet worden sei und die Dünen dieser und anderer Wüsten sind so häufig und beweglich, wie wir sie an den Meeresküsten sehen. Wir kennen die Dünen-

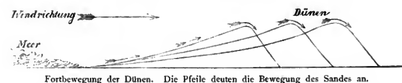
[1]) Vergl. auch bezügl. der übrigen Literatur: von LASAULX, Ueber sog. cosmischen Staub TSCHERMAKS Mittheilungen III. 1880. pag 517.

züge der afrikanischen Sandwüsten aus den Schilderungen von ROHLFS,[1]) MARTINS[2]) u. a.

Die Dünen der Wüste gleichen in ihrer Form den Wogen und Wellen des Meeres, sie spitzen sich zu zackigen Kämmen zu, oder erscheinen als eine sanft wellige, gekräuselte Oberfläche. In der Sahara liegen sie senkrecht zur herrschenden Windrichtung, dem Nordostpassat, und streichen darum von NW nach SO. Langsam, oft unmerklich rücken sie von Osten nach Westen vor.

Ganz ähnlich in Entstehung, Erscheinung und Bewegung sind die längs der Meeresküste sich hinziehenden Stranddünen. Bedingungen ihrer Entstehung sind vor allem grössere Mengen losen Sandes, die besonders dort an den Meeresküsten sich finden, wo der starke, durch Ebbe und Fluth oder auch durch häufige Stürme erregte Wellengang über eine flache Küste hingeht. Hier wirft das Meer immer aufs Neue fein zerriebene Sandmassen ans Ufer. Flache Küsten und beständige oder doch vorherrschende Seewinde sind weitere Bedingungen zur Dünenbildung. An Steilküsten oder auch stark geneigten Küsten tritt eine Dünenbildung ebensowenig ein, wie dort, wo dichte, schnell wurzelnde Vegetation die losen Küstensande bedeckt, oder wo sie durch schnell wirkende Cämentirungsprocesse verfestigt und ihrer freien Beweglichkeit beraubt werden.

(Min. II.)



Fortbewegung der Dünen. Die Pfeile deuten die Bewegung des Sandes an.

Es erfasst der landwärts gerichtete Seewind die losen feinen Sande und treibt sie über den flach ansteigenden Boden der Küste vor sich her. Wo ein Hinderniss sich ihm entgegenstellt, häuft er ihn auf, mehr und mehr, mit flacher Steigung des so entstehenden Sandhügels nach der Wind- und Seeseite, mit steilerem Abfalle binnenwärts. So bilden sich nackte, lang längs der Küstensäume sich hinziehende Hügelketten, oft mehrere hintereinander. Immer neue Sandmengen führt der Wind auf der flachen Böschung zum Gipfel des Hügels empor, immer höher steigt dieser, so lange die Menge des Sandes und die Kraft des Windes ausreicht. So bilden sich Hügel von 30, 40 ja auch 100 Meter Höhe (z. B. zwischen Kap Bojador und Kap Verde 120—180 Meter hoch). Nicht immer ist der Sand von gleicher Korngrösse. Heftige Stürme bewegen auch noch gröbere Sande, der gewöhnliche Seewind nur den feinsten Staub. So zeigen die Dünenhügel wechselnde Schichten übereinander und können dadurch oft ein recht deutlich geschichtetes Aussehen erlangen. Aber so lange eine Düne nicht durch Vegetation geschützt wird, fegt der Wind den Sand von ihrem Gipfel immer weiter landeinwärts, es wird der dem Lande zugewendete steilere Abhang immer vergrössert auf Kosten des seewärts gewendeten, der Fuss des Hügels rückt landeinwärts vor, die Düne wandert.[3]) Und bei diesem Vorwärtswandern widersteht ihnen nicht Baum, nicht Haus, nicht Kirchthurm; sie überschütten und begraben meilenweite Strecken: oft mit grosser Geschwindigkeit, oft nur sehr

[1]) Ausland 1872. pag. 1059.

[2]) CH. MARTINS, Von Spitzbergen zur Sahara. Jena 1864. II. 287.

[3]) Der Mechanismus dieser Vorwärtsbewegung wird aus obigem Schema verständlich werden.

langsam, aber darum nicht minder unerbittlich. An den Dünen der westholsteinischen Küste, auf den Inseln Röm, Sylt, Amerum ergiebt sich die Geschwindigkeit, mit der sie vorrücken, auf jährlich ungefähr 7 Meter, aber an der Westküste Frankreichs schreiten die Dünen sogar um 20—25 Meter vorwärts und zweitausend Jahre würden genügen, das ganze Gebiet bis nach Bordeaux zu begraben.[1])

So sind denn die Verheerungen in einigen Gegenden recht bedeutend und namentlich die Abholzung der mit Wäldern bestandenen Dünen hat an manchen Küsten aufs Neue die Versandung entfesselt. Wo die Natur nicht selbst durch eine genügsame, auch auf diesen Sandflächen wuchernde Vegetation ihrer Beweglichkeit ein Ziel setzt, da müssen durch künstliche und entsprechende Anpflanzungen die Dünen festgelegt werden. Dass dieses mit Erfolg geschehen kann, zeigen die Küsten von Holland und die Versuche, die zur Wiederbewaldung der Landes in Frankreich gemacht worden sind.

Eine der grossartigsten geologischen Bildungen, die im Wesentlichen durch die Fortbewegung der Staubmassen durch die Stürme bewirkt wurden, ist der sogen. Löss vorzüglich in Asien, Nord- und Süd-Amerika. Unter Löss versteht man die in allen Ländern sich findenden Anhäufungen äusserst fein zerriebenen Sandes, die durch einen Kalkgehalt ausgezeichnet sind und Kalkconcretionen, die sogen. Lösskindchen, Lössmännchen (in Skandinavien Marleker genannt), und ausserdem Landsäugethierreste und Landschnecken enthalten.

In ganz ausserordentlicher Mächtigkeit und Ausdehnung erscheinen Lössablagerungen im nördlichen China, über die uns die unübertrefflichen Schilderungen Richthofen's Nachricht geben.[2]) Der Löss tritt hier in Wänden von 1500 Fuss Höhe auf, ohne jede Spur einer Schichtung, nur Andeutungen einer Absonderung in Bänken durch reihenweise horizontal eingeschaltete Lösskindchen, recht bezeichnend von den Chinesen Stein-Ingwer genannt. Tiefe, steile Schluchten schneiden in die Lössablagerungen ein und die den Flüssen sich beimengenden Lössbestandtheile geben diesen eine gelbe Färbung und ihren Namen: gelber Fluss und gelbes Meer. Mit unverändertem Charakter fand Richthofen den Löss bis zu mehreren 1000 Fuss über dem Meere: überall erst abgelagert, nachdem das Land im Allgemeinen seine jetzige Oberfläche erhalten hatte. Eine Ablagerung desselben aus Süsswasserbecken erscheint daher ausgeschlossen, und Richthofen hält daher diese ganzen Lössmassen für eine direkte atmosphärische Bildung, wie die Formation der Pampas in Süd-Amerika. Damit stimmt denn auch das Vorkommen von Landschnecken und Landsäugethierresten, das gänzliche Fehlen von Süsswasserfossilien vollkommen überein.

Zu der sehr langsam, ausserordentlich lange Zeiträume erfordernden Bildung dieser Lössmassen haben folgende Agentien wesentlich beigetragen: 1. das Regenwasser, das von den höheren nach den tieferen Theilen fliessend, die aus der Zersetzung naher Gebirge hervorgehenden festen Bestandtheile mitführte. 2. Der Wind, dessen ausserordentliche Mitwirkung an der Anhäufung staubförmig vertheilten festen Materials man in jenen Gegenden fortdauernd zu beobachten Gelegenheit hat und 3. der Einfluss der Vegetation, welche mineralische Bestandtheile aus der Tiefe emporzieht, um sie bei ihrer Verwesung zurückzulassen.

So ist denn der Löss in ganz eminentem Maasse eine atmosphärische Bildung.

---

[1]) E. Reclus, La Terre II., pag. 271.

[2]) China, 1. Bd., Berlin 1877. Kap. II.

Auch in Nord-Amerika erreicht der Löss eine sehr grosse Ausdehnung und ganz besonders ausgezeichnet treten die Verhältnisse dieser subaërischen, d. h. atmosphärischen Bildung in den Pampas der Argentinischen Republik auf. Das Terrain Pampéen, welches D'ORBIGNY zuerst beschrieb, besteht aus einer äusserst feinkörnigen, thonig-sandigen Erde, vollkommen ungeschichtet, ein Gebilde, welches auf das lange Bestehen trockenen Klimas und einen gleichen Zustand der Abflusslosigkeit hindeutet, wie er auch für die central-asiatischen Länder von RICHTHOFEN nachgewiesen wurde.

Freilich giebt es denn auch andere Lössablagerungen, die nicht als solche bloss trockene, subaërische Bildungen gelten können: so z. B. der Löss im Rheinthale, der Thallöss bei Würzburg und in Sachsen, in den Thälern der Zschoppau und Mulde, deren Entstehung aus dem Schlamm von Wasserhochfluthen erfolgte, u. a. Lössbildungen, die als ebenfalls fluviatile oder lacustrische Ablagerungen angesehen werden müssen. Nicht aller Löss, so gleichartig er auch in den verschiedenen Gebieten erscheint, besitzt nach Lagerung und Beschaffenheit ein ganz gleiches Verhalten und sonach ist er wohl auch nicht überall auf gleiche Weise entstanden.

Endlich mögen hier noch einige andere Erscheinungen Erwähnung finden, welche gleichfalls den direkten Einfluss der Atmosphäre auf geologische Vorgänge und zwar vornehmlich in den zerstörenden Wirkungen der Winde darthun.

Die von den Sandwehen, die unausgesetzt gegen sie gerichtet waren, blind gewordenen Fensterscheiben der Strandhütten mögen wohl zuerst die Aufmerksamkeit auf die mechanische Arbeit gelenkt haben, die hier der Wind vermittelst des Sandes als Werkzeug ausübt. An Gesteinen und Felsen fanden sich später Spuren gleicher Arbeit. FRAAS[1]) beobachtete, dass die Nummulitenkalke des östlich von Kairo gelegenen Mokatham Gebirges vom Wüstensande glatt gescheuert worden sind und die Sandcuttings, ähnlich den Gletscherschliffen, wurden dann auch anderweitig in trockenen, sandigen Ländern gefunden. Die Sande der Wüste Gobi schleifen Quarz und Chalcedongeschiebe ganz so glatt und runden sie ab, wie sonst die Meereswellen. Ausgezeichnete Furchungen und eigenthümlich geformte Erosionserscheinungen bringt der Sand an den Felsen der halbwüsten Hochplateaus von Nord-Amerika in den Territorien von Nevada, Utah, Wyoming anscheinend in grosser Verbreitung zuwege. Ueber dem Boden dieser Steppen liegen zahlreiche Geschiebe, Mandelsteine, aus zerstörten Eruptivgesteinen herrührend, den bekannten *Scotch Pebbles*[2]) vergleichbar, ausgestreut, die vorzüglich aus Chalcedon und anderen Quarzvarietäten bestehen. Viele derselben zeigen eine gerippte, tief wie von kleinen Wasserrinnen durchzogene Oberfläche, die mit nichts anderem in ihrer Ausbildung verglichen werden konnte, als mit der vielumstrittenen Furchung an der Oberfläche der Hochburger Porphyrkuppen bei Wurzen in Sachsen. Auch diese mögen daher wohl am wahrscheinlichsten als Sandcuttings gedeutet werden müssen.[3]) Hier liegt also im eigentlichen Sinne eine trockene Erosion vor. Auch eigenthümlich regelmässig geformte Geschiebe, die sich z. B. an den Küsten der Ost- und Nordsee und auch in den diluvialen Sanden des norddeutschen Flachlandes finden, dürften vielleicht am ehesten sich als Produkte der abschleifenden Wirkung des trockenen vom Winde bewegten Ufersandes deuten lassen. An der einen Seite sind sie von flach-

[1]) Aus dem Orient, pag. 200.

[2]) Diese werden in Edinburg zu Schmucksteinen verarbeitet, stammen aus den Trapps.

[3]) Jahrb. f. Min. 1870, 608; 74, 337, 953; 75, 519. Die Gesteine aus Wyoming befinden sich im Besitze von Prof. KARSTEN in Kiel.

pyramidenförmig angeordneten Flächen begrenzt 3, 4 oder mehr, die sich in ziemlich regelmässigen Kanten und Ecken begrenzen, an der anderen Seite besitzen sie die gewöhnliche flache Rundung der Geschiebe. Seltener sind sie auch beiderseitig polyëdrisch gestaltet. Die Sandmassen, je nach der Richtung des Windes über einen halb über den Boden aufragenden Stein anhaltend hingleitend, griffen ihn an und polirten ihn in entsprechend gelegenen Flächen. Auch gab der Stein, wenn er in Folge veränderter Lage seines Schwerpunktes sich umzudrehen vermochte, zumal dadurch, dass er einseitig seiner Unterlage beraubt wurde, selbst Veranlassung zur Bildung anders gelegener Schliffflächen. Und wenn auch die anscheinende Regelmässigkeit mancher dieser Geschiebe auffallend ist, so tritt doch, wenn man eine grössere Zahl derselben betrachtet und vergleicht, die wirkliche Regellosigkeit in der Lage der polyëdrischen Flächen hervor. Vielleicht hat auch die Meereswelle den Ufersand bei dieser Arbeit unterstützt.

Als eine solche atmosphärische trockene Erosion kann ferner füglich die Fortführung des Bodens bis auf die festen Gesteine darunter bezeichnet werden, die an den nackten Felsen der Provence und den öden, trostlosen Rücken des Karstgebirges durch die heftigen Sturmwinde der Bora und des Mistrals fortdauernd bewirkt wird. Die kahlen Höhen der Rücken bei Marseille, z. B. von Notre Dame de la Gardette, sind sprechende Zeugnisse für die abtragende Wirkung dieser NW-Stürme.

Aber in vielleicht noch höherem Maasse sind die Winde für die geologische Umgestaltung der Erdoberfläche von Einfluss, wenn das Wasser, vor allem das Meer als mächtiger Vermittler ihrer Wirkungen sich geltend macht.

Die herrschenden Winde rufen in den Meeren gewisse Strömungen hervor, die man die Windtriften nennt und die von den eigentlichen Meeresströmungen sich dadurch unterscheiden, dass sie nur oberflächlich und in einfachem, nicht cirkulirendem Laufe über das Meer sich hinziehen. Sind dieselben in erster Linie für das Verhalten des Meerwassers, z. B. seine Temperatur und den lokalen Salzgehalt von Bedeutung, die sie von einem Gebiete auf ein benachbartes zu übertragen vermögen, so wirken sie dann auch bezüglich der im Meere sich vollziehenden Sedimente z. Th. kräftig ein. Unter dem Einflusse der wechselnden Triften werden die im Meerwasser schwebenden fein vertheilten Sandtheilchen über weite Strecken verbreitet und grossartig ausgedehnte Sedimente gebildet. Diese ändern auch manchmal mit der Richtung der nach den Jahreszeiten verschieden einsetzenden Windtriften ihre Richtungen und Erstreckungen. Die Lage mancher Sandbänke ist auf diese Weise geradezu von den herrschenden Winden abhängig. Auch auf die Vertheilung der Thier- und Pflanzenwelt, endlich auch der Treibeismassen sind diese Triften von Einfluss.

Ganz besonders intensive Wirkungen aber rufen die Winde durch die von ihnen erregten und bewegten Wellen des Meeres hervor. Die alltägliche Brandung des Meeres wird natürlich von den herrschenden Winden mit einer ganz besonderen Kraft unterstützt. An den Küsten der Ostsee, z. B. in den schönen Buchten des östlichen Holsteins, fehlt dem Meere, das hier nicht durch die Gezeiten bewegt wird, jede lebendige Brandung. Nur mit dem Einsetzen starker Ostwinde, welche die Wellen gegen die Küste treiben, tritt auch ordentliche Brandung ein. Unausgesetzt arbeitet diese dann, nicht nur an den Flachküsten, sondern in noch stärkerem Maasse an den felsigen Steilküsten der Länder. Die zerrissenen und in die vielgestaltigsten Inselgruppen und Fjordbildungen ausgefransten Westküsten von Irland, Schottland und Norwegen, gegen

welche die Meereswellen unter der treibenden Einwirkung der herrschenden westlichen Winde ganz besonders heftig anprallen, sind eines der vielen deutlichen Beispiele dieser combinirten Wirkung von Wind und Wellen.

Ins Unmessbare steigern sich diese Erscheinungen, wenn die Wellen durch die vereinte Wirkung von Fluth und Wind in der Gestalt von Hoch- oder Sturmfluthen gegen die Küsten getrieben werden. In ihrem Gefolge schreiten Ueberschwemmung und Verwüstung über ganze Küstenstrecken dahin. Solcher Beispiele kennt man zahlreiche: die Sturmfluthen an den Küsten der Nordsee in Friesland und an der Westküste von Holstein haben weite Festlandstrecken vollkommen auseinandergerissen und in mehr und mehr der Gefahr vollständiger Vernichtung anheimfallende Inselketten aufgelöst. In gleicher Weise sind viele Küstengebiete, so z. B. auch die Küste von Koromandel und die Niederungen der Gangesmündungen gewaltigen und häufigen Verheerungen ausgesetzt.

Was aber an der einen Seite durch Zerstörung vernichtet wird, das ersetzen in gewissem Sinne die Wirkungen der Winde auf die Meere an anderer Stelle wieder. Indem die vom Winde erregten Wellen einer Küste entgegenströmen, bewirken sie, dass die in das Meer aus dem Lande durch die Zuflüsse hinausgelangenden Sedimente schneller niederfallen und nicht so weit in das Meer gelangen können; sie üben also gerade die entgegengesetzte Wirkung aus, wie die vorhin erwähnte, welche die Sedimente weiter und gleichmässiger durch die Windtriften über den Meeresboden ausbreitet. So werden in der Küstennähe Untiefen und Sandbänke gebildet, die sich im Laufe der Zeit zu landfesten oft weit ausgedehnten Küstengebieten aneinanderfügen. Hierhin gehören auch die Uferwälle und Sandbarren vor der Mündung der Flüsse, die wiederum für die Deltabildungen von Wichtigkeit sind. An ihnen lässt sich manchmal Richtung und Stärke des Windes an den wechselnden aus Fluss- und Meeresprodukten bestehenden Alluvialschichten noch deutlich erkennen.

So ist der Wind, so unheilstiftend an vielen Küsten, an anderen gleichsam landbauend und um mit CZERNY zu reden, die launische Windwelle nimmt an einer Stelle, um an der anderen zu geben, zerstört und schafft fort, um dafür anderswo ganze Areale aus den oceanischen Tiefen ins Trockene zu legen.

Wahrlich, verdanken die Winde ihre mannigfachen Störungen in ihrer Vertheilung und Richtung der horizontalen Gliederung der Continente, so muss man mit RECLUS auch das Entgegengesetzte zugeben: die Bewegungen der Atmosphäre sind es, durch welche man die äussere Gestaltung der Continente zu erläutern hat. Und in einem gewissen, wenn auch etwas beschränkten Maasse hat dieser Ausspruch jedenfalls Recht.

Literatur: MAURY, Géographie physique de la mer. V. Edit. Paris 1861. Deutsch von BÖTTGER. 2. Aufl. Leipzig 1859. KÄMTZ, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1856, übers. von CH. MARTINS. Paris 1858. MOHN, Grundzüge der Meteorologie. Deutsche Originalausgabe. Berlin 1875. E. RÉCLUS, La Terre. Paris 1869. Vol. II. A. MÜHRY, Beiträge zur Geophysik und Klimatologie. Leipzig 1863. HANN, HOCHSTETTER und POKORNY, Allgem. Erdkunde. Wien 1880. PESCHEL-LEIPOLDT, Physik. Erdkunde (Kap. über Dünen). Bd. I. Leipzig 1879. Abhandlungen über meteor. Staubfälle von EHRENBERG, ARAGO, QUETELET, BAUMHAUER, DAUBRÉE, PHIPSON, NORDENSKJÖLD, TISSANDIER, SILVESTRI, PALMERI u. a. v. LASAULX, Ueber sogen. kosmischen Staub, TSCHERMAKS Mitteil. 1880. STOPPANI, Corso di Geologia. Milano 1871. Cap. II—IV ausführlich über Atmosphäre. v. RICHTHOFEN, China, Berlin 1877. (Ueber Löss.) CZERNY, Die Wirkungen der Winde auf die Gestaltung der Erde in PETERMANNS Mittheil. Ergänzungsband 1876.

Blenden

von

Professor Dr. **Kenngott.**

Bei der Verschiedenheit von Verbindungen, welche die Minerale zeigen, sind gewisse zahlreicher als andere und nächst den Sauerstoffverbindungen spielen die Schwefelverbindungen eine hervorragende Rolle. Unter diesen wurden die sogenannten Blenden schon lange als eine kleine Gruppe von Mineralen zusammengestellt, welche sich von anderen Schwefelverbindungen durch ihr Aussehen unterscheiden und es bilden die sogen. Blenden in einzelnen Mineralsystemen eine Ordnung. An Stelle des Namens Blenden gebrauchte man auch die Namen Cinnabarite und Sphalerite, entlehnt von Namen ausgezeichneter Repräsentanten der Gruppe. Die Mehrzahl nämlich der Verbindungen des Schwefels mit gewissen Metallen und Metalloiden hat metallisches Aussehen und die Blenden haben unmetallisches. Da jedoch zwischen den metallischen und unmetallischen Mineralen Übergänge stattfinden, beziehungsweise bei Mineralen der Metallglanz Uebergänge in unmetallischen Glanz zeigt, wofür man den Ausdruck halbmetallischen Glanz gebraucht, so zeigen sich auch bei den Blenden derartige Uebergänge, so dass im Allgemeinen die Blenden als Schwefelverbindungen unmetallische Farben und farbigen Strich, unmetallischen bis halbmetallischen Glanz zeigen, durchsichtig bis undurchsichtig sind und eine geringe Härte haben, etwa bis 4 hinauf. Bezüglich ihrer mit dem Schwefel verbundenen Stoffe hat man sie auch noch neben anderen Namen nach dem wesentlichen mit Schwefel verbundenen Stoffe benannt, wie die Namen Zink-, Mercur-, Silber-, Antimon- und Arsen-Blende zeigen. Die wichtigeren Blenden sind nachfolgende:

1. Der Sphalerit, auch Zinkblende, selbst ausschliesslich Blende genannt. Der zunächst auf den starken Glanz bezügliche Name Blende soll dem Minerale in dem Sinne gegeben worden sein, insofern es früher durch den starken Glanz den Bergleuten auffiel und doch nicht als nutzbar erschien. Als Zinkblende wurde es benannt, weil es sich durch den Zinkgehalt von anderen der Gruppe Blenden zugezählten unterscheidet und der Name Sphalerit, entlehnt von dem griechischen Worte »*sphaleros*« täuschend, soll an die frühere Ansicht über die Blende erinnern

Der Sphalerit krystallisirt tesseral und zwar tetraëdrisch-hemiëdrisch. So zeigen z. B. die Krystalle desselben gewöhnlich die Combination zweier Gegentetraeder, $\frac{O}{2} \cdot \frac{O}{2}$ (Fig. 1) indem die Flächen des einen Tetraëders vorherrschen, können jedoch als Tetraeder (Fig. 2) allein oder als Oktaëder (Fig. 3) vorkommen, an denen dann aber noch die tetraëdrische Bildung durch Unterschiede in der Flächenbeschaffenheit hervortreten kann. Die abwechselnden, dem einen Tetraëder entsprechenden Flächen sind dann glatt, die anderen drusig oder rauh, wie auch in den Combinationen der beiden Tetraëder, ohne dass immer solche Unterschiede bemerkbar sein müssen. Untergeordnet sind das Hexaëder $\infty O \infty$ und Rhombendodekaëder ∞O (Fig. 4.) Andererseits ist auch das Rhombendodekaëder vorherrschend ausgebildet, daran die Tetraëder (Fig. 5) und andere tesserale Gestalten untergeordnet, welche dann als tetraëdrische Hemiëder desselben Gesetzes auftreten, wie gewisse Trigondodekaëder, besonders $\frac{2O2}{2}$, welches bisweilen ziemlich ausgedehnt mit dem Rhombendodekaëder verbunden vorkommt (Fig. 6).

Sehr häufig sind Zwillinge nach O, meist mit vielfacher Wiederholung, wobei

(Min. 12—17.)

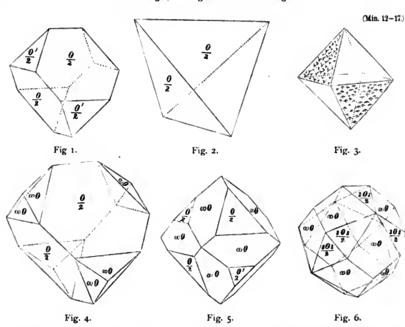


Fig 1. Fig. 2. Fig. 3.

Fig. 4. Fig. 5. Fig. 6.

die einzelnen Individuen zwillingsartig wechselnd bis sehr dünne Lamellen bilden und durch Streifung auf den Aussenflächen erkenntlich sind. Solche Zwillingsbildungen erschweren bisweilen die Bestimmung der Krystalle sehr, wenn sie auch im ersten Augenblicke als solche deutlich ausgebildet zu sein scheinen. Die Krystalle sind fast immer aufgewachsen, selten eingewachsen, ausserdem findet sich das Mineral häufig derb mit krystallinisch gross-, grob-, klein- bis feinkörniger Absonderung, bisweilen in grossen Massen, selbst mächtige Lager bildend, wie im Gneiss bei Ammeberg am Wettersee in Schweden, in verschiedenen Gebirgsarten eingewachsen bis eingesprengt. Selten findet sich der Sphalerit krystallinisch dünnstenglig bis feinfasrig, bis ins Dichte übergehend, dabei knollige, nierenförmige, kuglige und traubige Gestalten bildend, die bei radialer Anordnung der Fasern z. Th. noch eine krummschalige Absonderung nach den Aussenflächen zeigen (die sogen. Schalen- und Leberblende).

Die Spaltbarkeit ist vollkommen, die Spaltungsflächen sind parallel den Flächen des Rhombendodekaëders, daher der Bruch als solcher selten bestimmbar ist, bei sehr feinkörnigen oder feinfasrigen ins Dichte übergehenden Varietäten flachmuschlig und splittrig erscheint. Der Sphalerit ist meist braun bis schwarz gefärbt, auch gelb (wachsgelb, weingelb, schwefelgelb) grün (öl- bis grasgrün) roth (hyacinth- bis bräunlichroth), selten weiss bis farblos (der sogen. Kleiophan von Franklin in New-Jersey), diamantartig glänzend bis wachsartig, bei schwarzer Farbe in halbmetallischen Glanz neigend, mehr oder weniger durchscheinend bis fast undurchsichtig, bei heller Färbung auch halbdurchsichtig und kleine Krystalle selbst durchsichtig. Das Strichpulver ist entsprechend der helleren und dunkleren Färbung graulichweiss, gelblichweiss bis braun. Das Mineral ist spröde, hat die Härte = 3,5—4,0, das specifische Gewicht = 3,8—4,2 und phosphorescirt durch Reiben.

Wesentlich ZnS, Einfach-Schwefelzink mit 67% Zink und 33 Schwefel, doch selten ganz rein, worauf die wechselnden Farben hinweisen, gewöhnlich als Stellvertreter FeS, also Eisen einen Theil des Zinkes ersetzend, von geringer Menge an bis zu 23% Schwefeleisen enthaltend, welcher hohe Eisengehalt dazu führte, gewisse eisenreiche als besondere Species zu trennen, wie den Marmatit von Marmato bei Popayan in Columbien und den schwarzen Christophit von der Grube St. Christoph bei Breitenbrunn in Sachsen, welcher gegen 30% Schwefeleisen enthält. Bisweilen findet sich auch Cadmium, selbst die seltneren Stoffe Indium, Thallium und Gallium in einzelnen Sphaleriten. Bei dem häufigen Vorkommen des Galenit in Begleitung des Sphalerit zeigen sich bisweilen beide so innig mit einander verwachsen, dass es den Schein hat, als habe man ein eigenes Mineral vor sich, weil die Farbe und der Glanz des bleigrauen metallisch glänzenden Galenit in dem innigen Gemenge das unmetallische Aussehen des Sphalerit bedeutend unterdrücken.

Vor dem Löthrohre auf Kohle erhitzt zerknistert der Sphalerit meist sehr heftig, ist unschmelzbar oder ein wenig an den Kanten schmelzbar, im Zusammenhange mit dem zunehmenden Eisengehalte, durch welchen auch die eisenreicheren v. d. L. etwas magnetisch werden. Auf der Kohle setzt sich ein Beschlag von Zinkoxyd ab, welcher heiss gelb, nach dem Erkalten weiss ist und mit Kobaltsolution befeuchtet und erhitzt grün wird. Diese Reaction des entstandenen Zinkoxydes sieht man recht deutlich, wenn man Sphalerit in der Achatschale zu feinem Pulver zerreibt, dasselbe mit etwas Kobaltsolution befeuchtet, in das Oehr eines Platindrahtes streicht und vor dem Löthrohre erhitzt. Mit Soda auf Kohle geschmolzen entsteht Hepar und starker Zinkoxydbeschlag. In Salzsäure ist der Sphalerit löslich, Schwefelwasserstoffgas entwickelnd, desgleichen in Salpetersäure, Schwefel abscheidend.

Der Sphalerit ist ein häufig vorkommendes Mineral, welches sowohl in Gängen, Nestern und Lagern, besonders in älteren Formationen, als auch in verschiedenen Gebirgsarten eingewachsen bis eingesprengt vorkommt, früher zur Darstellung von Zinkvitriol, Schwefel und Schwefelsäure verwendet wurde, jetzt aber auch zur Gewinnung des Zinkes benützt wird.

Das Einfach-Schwefelzink ZnS, welches als Sphalerit ein lange bekanntes und reichlich vorkommendes Mineral bildet, ist dimorph, wie man dies an nicht mineralischen Krystallen desselben gefunden hatte und es fand sich auch in neuerer Zeit hexagonal krystallisirt als Mineral bei Oruro in Bolivia. Es wurde Wurtzit genannt und zu diesem gehört auch ein früher als strahlige Blende oder Strahlenblende bezeichnetes Vorkommen von Przibram in Böhmen, welchem der Name Spiauterit gegeben wurde. Beide enthalten auch wie der Sphalerit nebenbei etwas Schwefeleisen.

Da bisweilen Sphalerit CdS in geringen Mengen enthält, dasselbe als isomorpher Vertreter von Zns anzusehen ist, auch im Spiauterit etwas Cadmium enthalten ist, so ist es von Interesse, dass, wenn auch selten, Schwefelcadmium CdS als ein hexagonal krystallisirendes Mineral, isomorph mit Wurtzit vorkommt, eine Cadmiumblende, welche den Namen Greenockit erhalten hat.

2. Der Alabandin MnS, auch Manganblende genannt, krystallisirt auch tesseral und tetraëdrisch-hemiëdrisch, die beiden Tetraëder in Combination miteinander wie bei Sphalerit, oder diese mit dem Hexaëder oder Rhombendodekaëder combinirt zeigend und vollkommen hexaëdrisch spaltbar; gewöhnlich krystallinisch-körnig derb und eingesprengt. Eisenschwarz bis dunkelstahlgrau, halbmetallisch

glänzend, undurchsichtig, läuft bräunlich an und wird matt, Strich schmutziggrün; wenig spröde, hat Härte = 3,5—4,0 und specifisches Gewicht = 3,9—4,1. Enthält 63,2 % Mangan und 36,8 Schwefel. Bleibt im Glaskolben erhitzt unverändert, entwickelt im Glasrohre etwas schwefelige Säure und wird graulichgrün, schmilzt auf Kohle sehr schwer zu einer braunen Schlacke, und diese reagirt mit Borax geschmolzen stark auf Mangan, das Boraxglas violblau färbend; in Salzsäure auflöslich, Schwefelwasserstoffgas entwickelnd. Der Alabandin ist ein seltenes Mineral und kommt auch nicht in grösserer Menge vor, beispielsweise bei Kapnik, Nagyag und Offenbanya in Siebenbürgen, bei Gersdorf in Sachsen, bei Alabanda in Carien (woher der Name Alabandin entlehnt wurde), am Fusse des Orizaba in Mexiko und in Brasilien.

Eine andere Manganverbindung MnS_2 mit 46,2 % Mangan und 53,8 Schwefel ist der auch zu den Blenden gehörige tesseral und parallelflächig-hemiedrisch krystallisirende seltene Hauerit von dem Schwefelwerke Kalinka bei Vègles unweit Neusohl in Ungarn, welcher dunkelröthlichbraun bis bräunlichschwarz ist, bräunlichrothen Strich, metallartigen Diamantglanz hat und in dünnen Blättchen etwas durchscheinend ist.

3. Der Covellin, benannt nach dem italienischen Mineralogen Covelli, ist eine Kupferblende, welche auch Kupferindig wegen des Kupfergehaltes und der indigoblauen Farbe genannt wurde. CuS mit 66,5 % Kupfer und 33,5 Schwefel.

Derselbe findet sich selten deutlich krystallisirt und bildet sehr kleine tafelartige hexagonale Krystalle, durch die vorherrschenden Basisflächen mit einer oder zwei stumpfen hexagonalen Pyramiden und ist vollkommen basisch spaltbar. Dünne Spaltungsblättchen sind biegsam. Die Kryställchen sind gewöhnlich in Gruppen gehäuft aufgewachsen; meist ist er derb und eingesprengt mit feinkörniger Absonderung bis dicht und erdig, bildet Platten, nierenförmige Gestalten, Ueberzüge und Anflüge. Er ist dunkel indigoblau bis schwärzlichblau, hat wachsartigen bis halbmetallischen Glanz, auf den Spaltungsflächen perlmutterartigen Diamantglanz, ist undurchsichtig, im Striche schwarz und glänzend, milde, hat Härte = 1,5—2,0 und spec. Gewicht = 4,59—4,64. Brennt vor dem Löthrohre auf Kohle erhitzt mit blauer Flamme, schmilzt mit Aufwallen und Spritzen und giebt mit Soda ein Kupferkorn. In Salpetersäure ist er löslich.

Er ist nicht häufig zu finden, auf Gängen und Lagern. z. B. bei Leogang in Salzburg, Sangerhausen in Thüringen, Badenweiler in Baden, auf Laven am Vesuv. Massenhaft kommt er auf der Insel Kawau bei Neuseeland und in den Goldfeldern von Victoria in Australien vor. Er entsteht z. Th. aus Chalkosin, Chalkopyrit, Tetraëdrit und anderen Kupfer enthaltenden Mineralen und wird, wenn er in grosser Menge vorkommt, zur Darstellung von Kupfer benützt.

4. Der Zinnober, auch Cinnabarit und Mercurblende genannt. Die ersten beiden Namen sollen von dem griechischen »*kinnabari*«, Drachenblut abstammen, wegen der rothen Farbe. Er krystallisirt hexagonal, rhomboedrisch, die Grundgestalt ist ein spitzes Rhomboeder mit den Endkantenwinkeln = 71° 48'. Die Krystalle sind meist klein, doch bisweilen sehr flächenreich, vorherrschend durch Rhomboeder, bis dicktafelig durch die Basisflächen, selten nadelförmig, in optischer Beziehung durch starke Circularpolarisation ausgezeichnet. Gewöhnlich ist er krystallinisch klein- bis feinkörnig, dicht bis erdig, bildet Knollen, findet sich derb bis eingesprengt, auch Ueberzüge bis Anflüge bildend Er ist ziemlich vollkommen hexagonal prismatisch spaltbar, der Bruch ist uneben, splittrig bis erdig.

Koschenillroth, z. Th. ins Bleigraue neigend, bis scharlachroth (der erdige), diamantglänzend, schimmernd bis matt, mehr oder weniger durchscheinend bis undurchsichtig; Krystalle bis halbdurchsichtig. Das Strichpulver ist scharlachroth. Er ist milde, hat Härte = 2,0—2,5 und spec. Gew. = 8,0—8,2.

HgS mit 86,2 ⁰⁄₀ Mercur und 13,8 Schwefel. In Königswasser auflöslich, nicht löslich in Salpeter- oder in Salzsäure, auch nicht in Kalilauge. Im Kolben erhitzt giebt er, schweflige Säure entwickelnd, Sublimat von Zinnober und Mercur, mit Soda gemengt, ein Sublimat von Mercur. Vor dem Löthrohre auf Kohle erhitzt verflüchtigt er sich und es entsteht bei vorsichtigem Blasen auf der Kohle ein grauer Beschlag von Mercur.

Der Zinnober findet sich meist auf Lagern, weniger auf Gängen, in älteren und mittleren Formationen, nicht selten, aber gewöhnlich nicht sehr reichlich, wie beispielsweise bei Almaden und Almadenejos in Spanien, Idria in Krain, sehr reichlich bei Neu-Almaden unweit San José in Kalifornien, im Staate Chihuahua in der Sierra Madre in Mexiko, in Japan, China; auch bemerkenswerth die Fundorte Wolfsberg und Moschellandsberg in Rheinbayern, Horzowitz in Böhmen, Rosenau und Szlana in Ungarn, Ripa und Levigliana in Toscana. Bei Idria findet sich das sogen. Quecksilberlebererz, ein Gemenge von Zinnober mit einem Idrialin genannten fossilen Harze, Kohle und erdigen Theilen, z. Th. rundliche Gestalten mit krummschaliger Absonderung bildend, die an der Oberfläche durch Einwirkung von Druck und Verschiebung glänzen. Dasselbe ist dunkelroth bis schwarz, hat aber rothen Strich; das spec. Gew. = 6,8—7,6 ist in Folge der Beimengungen geringer als das des reinen Zinnobers. Beim Zerreiben oder Zerschlagen zeigt es einen eigenthümlichen hepatischen Geruch.

Der Zinnober wird hauptsächlich zur Darstellung des Mercur (auch Quecksilber) genannten Metalles benützt.

Die Substanz HgS ist dimorph, wie sie es als chemisches Produkt zeigt, indem man sie durch Fällen einer Lösung von Mercuroxydsalzen mit Schwefelwasserstoff als schwarzen Niederschlag erhält und so wurde auch Schwefelmercur HgS als dichtes schwarzes Mineral mit schwarzem Striche und dem spec. Gew. = 7,7 in Lake County in Californien gefunden. Dasselbe erhielt den Namen Metacinnabarit.

5. Das Realgar (ein von den Alchimisten gebrauchter Name, auch das *risigallum* derselben), die rothe Arsenblende. Klinorhombisch, die Krystalle kurz bis lang prismatisch, aufgewachsen, gewöhnlich die Combination zweier klinorhombischer Prismen bildend, von ∞P, dessen klinodiagonale Kanten = $74^\circ 26'$ zugeschärft sind durch das Prisma $\infty P\bar{2}$ mit den klinodiagonalen Kanten = $113^\circ 16'$; am Ende begrenzt durch die Basisfläche oP, welche gegen die klinodiagonale Kantenlinie von $\infty P\bar{2}$ unter $113^\circ 55'$ geneigt ist, das Längsdoma $P\breve{\infty}$, welches die Combinationsecken von oP und ∞P schief abstumpft und mit der Basisfläche die stumpfen Combinationskanten = $156^\circ 1'$, bildet. Dazu kommen noch die Längsflächen und an flächenreicheren Krystallen noch verschiedene andere Gestalten. Ausser krystallisirt findet sich das Realgar krystallinisch-körnig, derb bis eingesprengt, als Ueberzug und Anflug. Ziemlich vollkommen spaltbar parallel den Basis- und Längsflächen, im Bruche muschlig bis uneben und splittrig. Dunkel- bis hellmorgenroth oder feuerroth, wachsglänzend, auf gut ausgebildeten Krystallflächen bis diamantartig glänzend, halbdurchsichtig bis kantendurchscheinend. Das Strichpulver ist orangegelb. Milde, leicht zersprengbar, hat H. = 1,5—2,0 und das spec. Gew. = 3,4—3,6; sehr stark doppeltbrechend, negativ; durch Reiben negativ elektrisch.

AsS mit 70,1 ⁰⁄₀ Arsen und 29,9 Schwefel. In Königswasser löslich, Schwefel abscheidend, sonst von Säuren wenig angreifbar; in heisser Kalilauge löslich und dabei ein braunes Pulver bildend. Im Glasrohre erhitzt verflüchtigt es sich, arsenige Säure als Sublimat absetzend, im Kolben bildet sich ein rothes bis schwarzes Sublimat. Vor dem Löthrohre auf Kohle leicht schmelzbar und mit weissgelber Farbe und den an Knoblauch erinnernden Arsengeruch entwickelnd verbrennbar. Bemerkenswerth ist der Einfluss des Tageslichtes, indem durch dasselbe das Realgar allmählich in ein gelbrothes bis orangegelbes Pulver zerfällt, wesshalb das Mineral nicht in Schausammlungen aufgestellt werden darf, sondern nur in geschlossenen Schubladen aufzubewahren ist.

Das Realgar findet sich auf Gängen, zuweilen auf Lagern, auch eingewachsen bis eingesprengt in Dolomit, Kalkstein, Gyps und Thon, selten in Laven und an Kraterwänden. Als Fundorte sind beispielsweise anzuführen: Kapnik und Nagyag in Siebenbürgen, Felsöbanya und Tajowa in Ungarn, Andreasberg am Harz, Joachimsthal in Böhmen, Schneeberg in Sachsen, das Binnenthal im Canton Wallis in der Schweiz und die Solfatara der phlegräischen Felder bei Neapel. —

Das Mineral wird, weil es zu spärlich vorkommt, selten benützt, dagegen das durch Zusammenschmelzen von Schwefel und Arsen dargestellte AsS (rother Arsenik oder Arsenikrubin genannt) als Malerfarbe, zum Entfärben des Glases und in der Feuerwerkerei zur Darstellung des blendenden sogen. indischen Weissfeuers.

6. Das Auripigment (benannt von aurum, Gold und pigmentum, Farbe wegen seiner gelben Farbe), gelbe Arsenblende, Rauschgelb.

Krystallisirt orthorhombisch, bildet gewöhnlich nur kleine und undeutliche prismatische Krystalle, an denen das Prisma $\infty P\breve{3}$ vorherrscht, dessen brachydiagonale Kanten $= 79^{\circ} 20'$ oft durch das Prisma ∞P $(117^{\circ}49')$ zugeschärft sind. Dazu kommen die Längsflächen, ein Querdoma $P\bar{\infty}$, dessen Endkantenwinkel $= 83^{\circ} 37'$ sind, selten die Pyramide P und die Querflächen. Die Flächen der Krystalle sind oft gekrümmt. Gewöhnlich findet sich das Auripigment derb und eingesprengt, krystallinisch-körnig bis blättrig und stenglig, z. Th. stalaktitisch nierenförmig, kuglig und traubig mit krummschaliger Absonderung, dicht bis erdig, als Anflug. Vollkommen spaltbar parallel den Längsflächen, die Spaltungsflächen sind vertikal gestreift, die Spaltungsblättchen biegsam.

Citronen- bis orangegelb, wachsglänzend, auf den Spaltungsflächen perlmutterartig, durchscheinend bis undurchsichtig, Strichpulver wenig heller. Milde, hat H. = 1,5—2,0 und spec. Gew. = 3,4—3,5, wird durch Reiben negativ elektrisch. — As_2S_3 mit 61 ⁰⁄₀ Arsen und 39 Schwefel. In Königswasser und in Salpetersäure auflöslich, desgleichen in kochender Kalilauge. Im Glasrohr erhitzt verflüchtigt es sich, schweflige Säure entwickelnd und arsenige Säure als Sublimat absetzend, schmilzt leicht im Kolben, schweflige Säure und gelbe Dämpfe entwickelnd, ein gelbes, rothes bis schwarzes Sublimat absetzend, das letztere wird nach dem Erkalten roth. Wenn es nicht ganz verflüchtigt wird, bleibt schlackiges Einfach-Schwefelarsen übrig. Vor dem Löthrohre auf Kohle sich mit Geruch nach schwefliger Säure und Arsen verflüchtigend oder mit weisser Flamme verbrennend; mit Soda gemengt zu Arsen reducirbar. Beim Liegen an der Luft oder noch mehr im Tageslicht verliert er an der Oberfläche seinen Glanz und lässt einen feinen Beschlag erkennen.

Das Auripigment findet sich in ähnlicher Weise, wie das Realgar, auch mit diesem und selbst damit verwachsen, wobei aber nicht, wie das Gelbwerden des

Realgar vermuthen lassen könnte, ein Uebergang des Realgar in Auripigment stattfindet, weil beide Minerale vollkommen frisch nebeneinander gefunden werden. Als Fundorte sind beispielsweise Tajowa bei Neusohl in Ungarn, Kapnik in Siebenbürgen, Moldawa im Banat, Andreasberg am Harz und der Vesuv in Italien zu nennen, besonders reich scheint sein Vorkommen in Natolien, in Kurdistan in Persien und in Mexiko zu sein.

Das Mineral wird selten, gewöhnlich das nicht mineralische, chemisch dargestellte As_2S_3 als Malerfarbe verwendet.

Dem Auripigment analog zusammengesetzt ist der Antimonit als $Sb_2 S_3$, welcher aber zu den sogen. Glanzen (s. d.) wegen des metallischen Aussehens gerechnet wird, dagegen gehört zu den Blenden der Pyrantimonit, auch Pyrostibit oder Rothspiessglanzerz genannt, als eine eigenthümliche Antimonblende, welche selten vorkommend nadelförmig bis feinfasrig krystallisirt ist, kirschrothe Farbe und Diamantglanz hat und in der Zusammensetzung bemerkenswerth, Schwefel und Sauerstoff gleichzeitig mit Antimon in Verbindung enthaltend, der Formel $2\,Sb_2S_3 + Sb_2O_3$ entspricht. Derartige Doppelverbindungen des Schwefels und Sauerstoffes sind selten, wie auch als solche der sehr selten zu den Blenden zu rechnende Voltzin $4\,ZnS + ZnO$ zu nennen ist.

7. Der Pyrargyrit (der Name aus den griechischen Worten »*pyr*« Feuer, »*argyros*« Silber, wegen der rothen Farbe und des Silbergehaltes gebildet), auch Antimonsilberblende oder dunkles Rothgiltigerz genannt, krystallisirt hexagonal, rhomboedrisch-hemiedrisch, ähnlich wie Calcit, s. pag. 93, und die Grundgestalt ist ein stumpfes Rhomboeder, dessen Endkanten $= 108° 42'$ sind. Die Krystalle dieses Minerals, gewöhnlich Combinationen, z. Th. sehr flächenreiche, liessen bis jetzt schon über 80 einfache, in den Combinationen auftretende Gestalten finden. Sie sind gewöhnlich prismatisch oder skalenoedrisch ausgebildet; bei den ersteren ist das hexagonale normale Prisma ∞R oder das hexagonale diagonale Prisma $R\infty$ oder beide zugleich mit verschiedenen Rhomboedern, namentlich $\frac{1}{2}R'$, R und $2R'$ und anderen, den Basisflächen $0R$ und Skalenoedern, darunter das häufigste, das spitze R3 combinirt; bei den vorherrschend skalenoedrisch ausgebildeten ist gewöhnlich R3 zu bemerken und andere Gestalten, wie Rhomboeder, Prismen- und Basisflächen untergeordnet.[1]) Häufig finden sich auch Zwillinge nach verschiedenen Gesetzen und z. Th. mit mehrfacher Wiederholung. Die Krystallflächen sind häufig gestreift und oft gekrümmt. Ausser krystallisirt findet er sich derb bis eingesprengt, dendritisch, traubig, als Ueberzug und Anflug. Spaltbarkeit ziemlich vollkommen parallel den Flächen der Grundgestalt R, der Bruch ist muschlig, uneben bis splittrig.

Er ist dunkel koschenillroth bis schwärzlich-bleigrau, auch colombinroth, oft schwarz, blau oder bunt angelaufen, durchscheinend bis fast undurchsichtig, hat Diamantglanz, welcher bei dunkler Farbe bis halbmetallisch wird, hat koschenillbis kirschrothen Strich, ist wenig milde bis etwas spröde, hat Härte $= 2{,}0-2{,}5$ und spec. Gew. $= 5{,}75-5{,}85$ und phosphoresirt stark beim Erhitzen. — $3\,Ag_2S \cdot Sb_2S_3$ mit 60,0 % Silber, 22,2 Antimon und 17,8 Schwefel, bisweilen etwas Arsen enthaltend, welches als Stellvertreter von Antimon oder als Folge von homologer Verwachsung mit Proustit oder von begleitendem Proustit herrührt.

[1]) **Anmerkung:** Zur Vergleichung dienen die auf den beiden Tafeln für Calcit gegebenen Figuren, weil die Krystalle des Calcit (s. pag. 93) denen des Pyrargyrit in den Winkeln und in der Ausbildung sehr nahe stehen, nur noch reichhaltiger an Gestalten sind.

In Salpetersäure löslich, Schwefel und Antimonoxyd ausscheidend; Kalilauge zieht Schwefelantimon aus, welches aus der gelblichbraunen Lösung durch Säure orangegelb gefällt wird. Im Glasrohre erhitzt entwickelt er schweflige Säure und es bildet sich ein weisses Sublimat von Antimonoxyd; im Kolben zerknistert er, schmilzt und giebt rothes bis braunes Sublimat; vor dem Löthrohre auf Kohle schmilzt er leicht, entwickelt schweflige Säure und Antimonrauch, welcher die Kohle weiss beschlägt; die durch Schmelzen erhaltene schwarze Kugel ergiebt mit Soda leicht ein Silberkorn.

Der Pyrargyrit findet sich besonders auf Gängen in krystallinischen Schiefern und in der Uebergangsformation, oft in Begleitung von anderen Silber enthaltenden Mineralen und ist nicht selten. Als Fundorte sind beispielsweise anzuführen: Schemnitz, Kremnitz und Hodritsch in Ungarn, Przibram, Altwoschitz und Ratieborzits in Böhmen, Freiberg, Schneeberg, Annaberg und Johanngeorgenstadt in Sachsen, Gonderbach bei Laasphe in Westphalen, Andreasberg am Harz, Maarkirchen im Elsass, Kongsberg in Norwegen und Chañarcillo in Chile; reichlich kommt er auch in Mexiko vor und ist ein sehr geschätztes Mineral, welches zur Gewinnung des Silbers benützt wird.

8. Der **Proustit** (benannt nach dem französischen Chemiker I. I. Proust) auch **Arsensilberblende**, **Rubinblende** und **lichtes Rothgiltigerz** genannt, krystallisirt hexagonal, rhomboedrisch-hemiedrisch, isomorph mit dem Pyrargyrit, mit welchem er im Allgemeinen in den Gestaltsverhältnissen übereinstimmt, weniger reichlicher vorkommend nicht so mannigfaltige Formen zeigt. Die Grundgestalt desselben ist ein stumpfes Rhomboeder R mit den Endkantenwinkeln $= 107°50'$, welchem auch die Spaltungsflächen entsprechen. Er ist, worauf sich auch der Name lichtes Rothgiltigerz, sowie Rubinblende bezieht, meist heller gefärbt als der Pyrargyrit, das dunkle Rothgiltigerz, koschenill- bis karminroth, diamantglänzend, halbdurchsichtig bis kantendurchscheinend und hat helleren bis scharlach- und morgenrothen Strich, ist wenig milde bis etwas spröde, hat Härte $= 2,0—2,5$ und etwas geringeres spec. Gew. $= 5,5—5,6$.

$3\ Ag_2S \cdot As_2S_3$ mit $65,5$ § Silber, $15,1$ Arsen und $19,4$ Schwefel. Ist in Salpetersäure löslich, Schwefel und arsenige Säure abscheidend. Kalilauge zieht Schwefelarsen aus, welches aus der Lösung durch Säure citronengelb gefällt wird. Im Kolben erhitzt ist der Proustit leicht schmelzbar zu dunkelbleigrauer Masse, wenig Sublimat von Schwefelarsen bildend, im Glasrohre erhitzt entwickelt er schweflige Säure und giebt Sublimat von arseniger Säure; vor dem Löthrohre auf Kohle giebt er bei Geruch nach schwefliger Säure und Arsen ein sprödes Metallkorn, welches sich schwierig zu Silber reduciren lässt.

Im Vorkommen und in der Benützung verhält sich der Proustit wie der Pyrargyrit und als Fundorte sind Freiberg, Annaberg, Schneeberg, Marienberg und Johanngeorgenstadt in Sachsen, Joachimsthal in Böhmen, Wolfach und Wittichen in Baden, Maarkirchen im Elsass, Challanches in der Dauphiné in Frankreich, Guadalcanal in Spanien, Chañarcillo und Copiapo in Chile und die Veta negra bei Sombrerete in Mexiko zu nennen.

In qualitativer Beziehung verwandt ist dem Pyrargyrit der klinorhombisch krystallisirende, dunkelgraue undurchsichtige **Miargyrit**, welcher metallischen Diamantglanz und kirschrothen Strich hat, dem Proustit dagegen der seltene rhomboedrische dünn-tafelartig krystallisirende **Xanthokon**, welcher orangegelb bis gelblichbraun, diamantglänzend und stark durchscheinend ist, gelben Strich hat. Der Miargyrit enthält weniger Silber als der Pyrargyrit, worauf sich sein

Name bezieht, ist $Ag_2S \cdot Sb_2S_3$, der Xanthokon aber enthält etwas mehr Schwefel als der Proustit, ist vielleicht $2(3Ag_2S \cdot As_2S_3) + 3Ag_2S \cdot As_2S_5$ und erhielt seinen Namen wegen der gelben Farbe des Striches. Die gleichfalls seltene Feuerblende dagegen, orangegelbe bis röthlichbraune, durchscheinende, diamantglänzende feinblättrige Krystalle bildend enthält Schwefelsilber und Schwefelantimon in bis jetzt nicht bestimmtem Verhältniss.

Bryozoen

von

Dr. Friedrich Rolle.

Die Bryozoen oder Moosthiere, *Bryozoa*, zuerst 1828 durch Ehrenberg von den Anthozoen abgetrennt, sind Wasser- und zwar meistentheils Meeresbewohner, welche den Anthozoen und Hydroiden äusserlich einigermassen ähnlich erscheinen, namentlich ebenfalls Stöcke von mehr oder weniger pflanzenartiger Gestalt bilden, aber im inneren Bau weit von den vorigen abweichen. Sie bilden eher eine vermittelnde Stufe zwischen niederorganisirten Würmern einerseits, Tunicaten und Brachiopoden andererseits.

Die Bryozoen sind kleine weiche Thiere von bilateral-symmetrischem Körperbau, namentlich mit umgebogener Verdauungsröhre, deren beide Enden, Mund und After, neben einander auf der Oberseite liegen und die Mediane des Körpers bezeichnen.

Den Mund umsteht ähnlich wie bei Anthozoen und Hydroiden, denen sie von den älteren Zoologen beigeordnet wurden, ein Fühlerkranz. Die Fühler oder Tentakeln, 8—16 und mehr, sind einfach und fadenförmig, mit Wimpern besetzt. Die Verdauungshöhle besteht aus Speiseröhre (Magen) und Darm und zeigt nichts, was an die dem strahligen Bau entsprechenden durch Mesenterialfalten abgetheilten Organe der Anthozoen erinnern könnte.

Alle Bryozoen bilden Stöcke, welche bald mehr bald weniger denen der Anthozoen und der Hydroiden ähneln, so zwar, dass manche fossile Formen, z. B. die Auloporen nach ihrer systematischen Stellung verschiedene Deutung zulassen können. (Die palaeozoischen Auloporen stellt man zu den Anthozoen — die jurassischen Auloporen, *Alecto* Lamx., dagegen zu den Bryozoen, ein Unterschied kann in der Art der Knospung und in der Form der Ausmündungen gefunden werden.)

Die Bryozoen zerfallen nach der Gestaltung des den Mund umstehenden Tentakelkreises und nach ihrem Vorkommen — im Meer oder im Süsswasser — in zwei Ordnungen (*Stemmatopoda* und *Lophopoda*).

Wir beginnen mit den marinen Bryzoen, die auch allein kalkige Stöcke erzeugen und allein in fossilem Zustand auftreten. Es sind die Bryozoen ohne Fühler-Kragen (*Gymnolaema*, *Stemmatopoda*). Bei ihnen stehen die Fühler in einfachem Kreise um den Mund, ohne auf einem besonderen Gestell aufzusitzen.

Die äussere Hautdecke ist stark entwickelt und zerfällt in zwei Theile. Der äussere Theil bildet den Stock mit der Wohnzelle des Thieres. Er bleibt bald weich oder lederartig, bald erhärtet er hornartig, bald wird er durch kalkige Ausscheidungen steinhart und ist dann der fossilen Erhaltung ausgezeichnet fähig der innere Theil der Haut bleibt immer weich.

Die Individuen sitzen in längeren oder kürzeren Röhren des Stockes und vermehren sich besonders durch seitliche Knospung, wobei sie theils — wie bei *Eschara, Cellepora* und *Lunulites* — durch sogen. Sprossencanäle in unmittelbarer Verbindung bleiben, theils durch nachträgliche Verkümmerung derselben unabhängig von einander werden. Selbsttheilung der Individuen kommt nie vor.

Durch diese Vermehrung mittelst seitlicher Knospung erzeugen die meerbewohnenden Bryozoen mannigfache, oft sehr zierlich zusammengesetzte Stöcke. Manche bilden einschichtige oder mehrschichtige Ueberzüge auf Steinen, Muscheln, Seepflanzen und anderen festen Grundlagen. Andere bauen erhöhte baumförmig verzweigte, noch andere moosartige Stöcke oder auch netzförmige Fächer oder breite Lappen darstellende Stöcke, die nur mit ihrem Grunde auf einer festen Unterlage ansitzen.

Die Stöcke sind bezüglich der Gestalt der sie zusammensetzenden Individuen theils isomorph — d. h. sie zeigen nur gleichwerthige, im Wesentlichen gleichgestaltete Personen — theils auch wohl polymorph und enthalten dann einzelne abweichende Individuen, die zum blossen Organ des Stockes umgestaltet sind.

In letzterer Hinsicht kommen namentlich die sogen. Avicularien oder Vogelkopf-Individuen in Betracht. Sie finden sich bei *Cellaria* und einigen anderen Gattungen.

Es sind am Stock angelenkte bewegliche Organe, die aus einem Stiel und einer die Gestalt eines Vogelkopfs nachahmenden Zange bestehen. Bei *Cellaria* stehen sie unterhalb vom Vorderrand der gewöhnlichen Stock-Individuen. Sie sind in beständiger Bewegung, öffnen und schliessen abwechselnd die beiden Arme der Zange. Man sieht in ihnen verkümmerte Individuen, die zur Rolle von Vertheidigungsorganen des gemeinsamen Individuen-Stockes herabgesunken sind. Avicularien hat man zwar noch nicht fossil gefunden. Sie erscheinen aber auch für die Palaeontologie bedeutsam, da sie in der äusseren Gestalt mit manchen Brachiopoden, namentlich manchen *Terebratula*-Arten nahe übereinkommen. Die Brachiopoden zeigen nun auch in anderer Hinsicht nahe Beziehungen zu den Bryozoen, namentlich sind ihre Jugendformen denen der letzteren ähnlich. Man vermuthet darnach, dass die Brachiopoden in einer sehr frühen geologischen Epoche sich von Bryozoen — oder diesen sehr nahe stehenden Verwandten — abgezweigt haben und die Aehnlichkeit zwischen den Vogelkopf-Individuen der Bryozoen und dem Gehäuse mancher Terebratulen noch einen späteren Nachklang der uralten Stammesabzweigung der Brachiopoden von den Bryozoen darstellt.

Die Bryozoen leben in den heutigen Meeren noch häufig in mittleren und geringen Tiefen. Die als rindenartige Ueberzüge auf Corallen und Conchylien vorkommenden Arten finden sich selbst noch in der Brandung. In der Tiefsee finden sich aber noch einige Bryozoen bis zu 2000 und 3000 Faden Tiefe, z. B. in den Meeres-Abgründen an Japan und bevölkern hier für sich die sonst lebensarmen Bodenstrecken.

Bryozoen mit kalkig erhärteten Stöcken finden sich von den ältesten fossilführenden Ablagerungen an und in einzelnen Schichten in grosser Mannigfaltigkeit abgelagert. Im cambrischen Systeme glaubt man schon Reste von Bryozoen erkannt zu haben und in der Primordialzone oder unteren Region des unteren Silursystems sind sie bereits sicher vertreten. Zahlreich sind sie im mittleren und oberen Jura und in allen Etagen des Kreide-Systems, sowie des Tertiär-Systems. Vorwiegend aus Bryozoen-Resten besteht namentlich ein Lager der oberen Kreide,

die sogen. tuffartige Kreide von Mastricht in Holland. Die flach ausgebreiteten blattartigen Stöcke von *Eschara* sind hier besonders häufig.

Man theilt die meerbewohnenden Bryozoen oder Stemmatopoden (Kranzfüssler) in zwei Ordnungen, die sich in der Länge und Mündungsform der Wohnzelle, sowie nach dem Vorhandensein oder Fehlen eines Deckels, mit dem das Thier seine Zelle verschliessen kann, unterscheiden, *Cheilostoma* und *Cyclostoma*.

Die erste Ordnung, die Cheilostomen oder Meeresbryozoen mit Deckel, *Bryozoa operculifera* (Flustraceen) begreifen Formen mit kurzer Wohnzelle, deren Mündung aus dem gemeinsamen Stocke nur wenig hervorragt. Die lebenden Arten besitzen einen beweglichen Deckel, mit dem das Thier die Mündung seiner Wohnzelle verschliessen kann. Diese Deckel finden sich aber leider bei den fossil vorkommenden Formen nicht erhalten. Die Gestalt des Stockes ist bei ihnen verschieden, doch kommen besonders blattförmige oder unregelmässig lappige oder maschenförmig vernetzte und flächenhaft aufsteigende Stöcke vor, wie z. B. bei *Flustra*, *Eschara*, *Membranipora*, *Retepora* u. s. w. Aber auch gedrängte scheibenförmige Stöcke treten auf, z. B. bei *Lunulites*, *Cupularia* u. a.

Die zweite Ordnung der meeresbewohnenden Bryozoen begreift die Cyclostomen, auch Tubuliporinen genannt. Sie besitzen keinen Deckel. Die Wohnzellen der einzelnen Individuen sind verlängert und treten über die Oberfläche des gemeinsamen Stockes hervor. Die Mündung der Wohnzelle ist meist kreisrund. Aufrechte walzenförmige verästelte Stöcke treten hier häufig auf.

Retepora Lam. aus der Ordnung *Cheilostomata* mit aufgerichtetem, blattförmigem, maschenartig vernetztem Stocke, der nur auf der einen Seite Wohnzellen trägt, findet sich mit vielen Arten lebend in den heutigen Meeren, sowie auch in tertiären Schichten vertreten.

Retepora cellulosa Lam. (Die Neptuns-Manschette) lebt im Mittelmeer und der Nordsee und ist auch fossil vertreten in der mittleren Tertiärformation zu Turin, im Wiener Becken u. s. w.

Eine Menge mit *Retepora* nahe verwandter Gattungen mit maschig vernetztem Stocke finden sich schon in palaeozoischen Schichten, z. B. *Fenestella* in devonischen und permischen Ablagerungen.

Durch besonders seltsame Gestalt ausgezeichnet ist *Archimedipora* Archimedes Lesueur., aus dem Kohlenkalk von Kentucky. Der blattförmig ausgebreitete Stock dreht sich in zahlreichen Windungen schraubenförmig um seine Achse.

Alecto Lamx. (*Stomatopora* Bronn), Ordnung der Cyclostomen, besteht aus längeren oder kürzeren kegelförmigen, gegen vorn sich verdickenden, röhrenförmigen Zellen, die auf fester Unterlage (kriechend) aufwachsen. Die Zellenmündung ist oval und nicht aufgerichtet, wie bei der sehr ähnlichen, aber von Milne Edwards den Röhren-Corallen zugewiesenen devonischen Gattung *Aulopora* Goldf.

Alecto dichotoma Lamx. ist eine kleine Bryozoe, im mittleren und oberen Jura nicht selten. Die nur etwa 1—2 Millim. langen aufgewachsenen, sonst aber frei verlaufenden Röhrenzellen knospen je zwei oder drei hinter einander, je eine Tochterzelle aus dem vor der Mündung gelegenen vorderen und unteren Rande der Mutterzelle, dann gabelt sich die zweite oder dritte Generation an derselben Stelle in zwei Tochterzellen. Häufig in den Spongitenkalken des oberen Jura von Franken und Schwaben.

Lunulites Lam. aus der Ordnung der Cheilostomen hat einen — wahrscheinlich in der Jugend aufgewachsenen, vielleicht an Seepflanzen sitzenden, im Alter

freien — scheiben- oder flach kegelförmigen Stock mit flach ausgehöhlter Unterseite. An der flach gewölbten Oberseite öffnen sich die viereckig-runden Mündungen der vom Mittelpunkt in Radien regelmässig ausstrahlenden, zugleich aber auch concentrische Kreise bildenden Wohnzellen, sie stehen durch Sprossen-Canäle miteinander in Verbindung. *Lunulites*-Arten finden sich in der oberen Kreide und in Tertiär-Schichten. Die Gattung *Cupularia* Lamx., ebenfalls ein Cheilostome, ist ähnlich, aber die Zellenmündungen stehen auf der Oberseite in mehreren vom Scheitel des Stockes ausstrahlenden Spiralreihen. Arten ebenfalls in der oberen Kreide und in Tertiärschichten.

Wir müssen mit den Meeres-Bryozoen abschliessen. Bronn (1858) führt 1442 fossil bekannte Arten auf. Seither ist ihre Zahl noch weiter angewachsen. Barrande (1872) kennt allein in der silurischen Formation schon 478 Arten.

Es giebt in der heute lebenden Fauna auch einige Gattungen Süsswasser-Bryozoen *(Plumatella, Cristatella, Alcyonella)*, die in stehenden und langsam fliessenden Gewässern an Wasserpflanzen, an Steinen und an Holzstücken sitzen. Sie bilden gleich den Meeresbryozoen Stöcke, in denen die röhrenförmigen Individuen sich durch Knospung vermehren, aber die Hautdecke bleibt weich oder lederartig, scheidet keinen Kalk ab und eignet sich daher nicht zur fossilen Erhaltung. Bei diesen Süsswasser-Bryozoen *(Lophopoda*, Plumatelliden oder Federbusch-Bryozoen) stehen die zahlreichen Fühler auf zwei armartig vortretenden, den Mund in Hufeisenform umgebenden Hervorragungen, die an die ähnlichen Organe bei Brachiopoden und bei Acephalen erinnern. Dies ist das sogen. Lophophor oder der Fühlerträger.

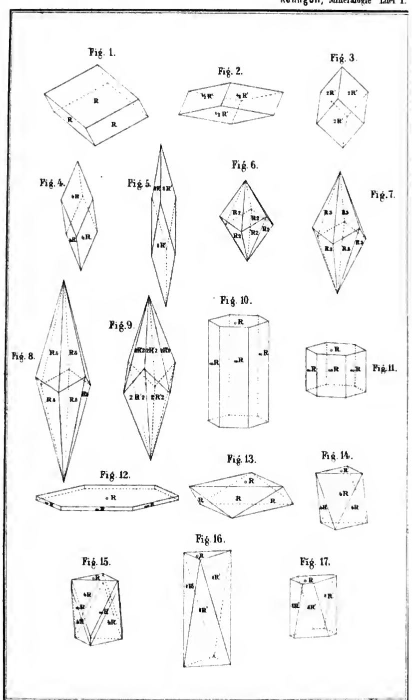
Die einzigen hartschaligen Theile der Lophopoden sind die verhältnissmässig grossen mit Stacheln, die in ein paar kurze Widerhaken enden, besetzten überwinternden Eier oder sogen. Wintereier (Statoblasten). Sie haben äusserlich grosse Aehnlichkeit mit den überwinternden Conjugations-Sporen der Desmidiaceen (einzellige Algen). Aehnliche Körperchen kommen fossil in Feuersteinen der oberen Kreideformation vor, Ehrenberg beschrieb sie als Desmidiaceen, Turpin hielt sie für hartschalige Bryozoen-Eier. Sonst ist von Lophopoden noch keine Spur fossil vorgekommen. Wahrscheinlich waren sie aber in den früheren Perioden reichlich vertreten und ihre zwei den Mund umstehenden Arme deuten auf uralten Stammesverband mit den ältesten Ursprüngen der Brachiopoden und Acephalen.

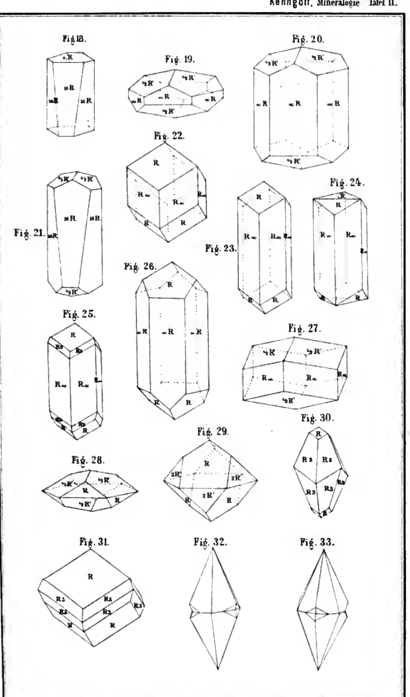
Carbonate

von

Professor Dr. **Kenngott.**

Die Kohlensäure, auch Kohlendioxyd genannt, CO_2 aus 27,27 % Kohlenstoff und 72,73 % Sauerstoff bestehend, gehört als Bestandtheil von Mineralen zu denjenigen wenigen Stoffen, welche allgemein verbreitet sind und in sehr grosser Menge vorkommen, während sie für sich als Gas in der Erdrinde vorkommend eine untergeordnete Rolle spielt. Die Verbindungen der Kohlensäure mit gewissen sogenannten Basen, Sauerstoffverbindungen verschiedener Metalle, werden im Allgemeinen Carbonate genannt (von dem lateinischen Namen *Carbonium* des Kohlenstoffs) und diese sind entweder wasserfreie oder wasserhaltige. Ueberaus wichtig als Minerale sind die wasserfreien Carbonate, von denen die


Fig. 1.
Fig. 2.
Fig. 3.
Fig. 4.
Fig. 5.
Fig. 6.
Fig. 7.
Fig. 8.
Fig. 9.
Fig. 10.
Fig. 11.
Fig. 12.
Fig. 13.
Fig. 14.
Fig. 15.
Fig. 16.
Fig. 17.


Fig. 18.
Fig. 19.
Fig. 20.
Fig. 21.
Fig. 22.
Fig. 23.
Fig. 24.
Fig. 25.
Fig. 26.
Fig. 27.
Fig. 28.
Fig. 29.
Fig. 30.
Fig. 31.
Fig. 32.
Fig. 33.

wichtigsten hier beschrieben werden sollen, während die wasserhaltigen, bis auf wenige Ausnahmen untergeordnete Bedeutung haben.

Die wasserfreien Carbonate sind Verbindungen der Kohlensäure mit Basen, deren allgemeine Formel RO ist, wie mit Kalkerde (Calciumoxyd, CaO), Magnesia (Bittererde, Magnesiumoxyd, MgO), Strontia (Strontiumoxyd, SrO), Baryterde (Baryumoxyd, BaO), Eisenoxydul (FeO), Manganoxydul (MnO), Kobaltoxydul (CoO), Zinkoxyd (ZnO) und Bleioxyd (PbO). Alle diese Verbindungen sind nach der allgemeinen Formel $RO \cdot CO_2$ (wofür neuerdings RCO_3 geschrieben wird) gebildet und zwar in der Weise, dass in solchen Verbindungen entweder nur eine Basis allein auftritt, oder dass darin auch zwei oder mehr zu gleicher Zeit als basische Bestandtheile enthalten sind, wodurch die einzelnen Mineralarten in der Reihe der Carbonate in ihrer Abgrenzung gegeneinander nicht immer scharf genug geschieden werden können. Es sind hierbei die Arten nach den in der Verbindung als wesentlich hervortretenden Basen zu trennen. In krystallographischer Beziehung sind diese Verbindungen $RO \cdot CO_2$ bis auf eine Ausnahme darin bemerkenswerth, dass sich zwei Reihen aufstellen lassen, nämlich hexagonale Species mit rhomboëdrischer Hemiedrie und orthorhombische. Unter allen diesen Carbonaten ist die wichtigste Verbindung die kohlensaure Kalkerde $CaO \cdot CO_2$ (das Calciumcarbonat $CaCO_3$), welche zugleich dimorph ist, zwei krystallographisch verschiedene Arten bildet, den hexagonalen Calcit und den orthorhombischen Aragonit.

1. Der Calcit (so benannt als Carbonat des Calciumoxydes, der Kalkerde), auch schlichthin Kalk genannt, ist eine durch ihre weite Verbreitung und massenhafte Ausbildung mineralogisch und petrographisch höchst wichtige Species, welche unter allen bis jetzt bekannten Mineralen die grösste Mannigfaltigkeit der Ausbildung zeigt, wesshalb viele Varietäten unterschieden wurden.

Er findet sich zunächst ausserordentlich häufig krystallisirt und die Krystalle sind fast immer aufgewachsene, in den verschiedensten Hohlräumen von Gebirgsarten, in Gängen, Adern, Drusen, Nestern und in Blasenräumen, von sehr verschiedener Grösse, Schönheit und Vollkommenheit der Ausbildung, sehr gross bis mikroskopisch klein. Die Krystalle zeigen gegenüber anderen Arten die grösste Zahl verschiedener Gestalten, einfache und zahlreiche Combinationen. Unter den bekannt gewordenen Gestalten sind besonders zahlreich die Rhomboëder (über 50) und die Skalenoëder (über 150). Unter den Rhomboëdern ist als Grundgestalt, von welcher alle anderen Gestalten ableitbar sind, das Rhomboeder R mit dem Endkantenwinkel $= 105°5'$ ausgewählt worden; parallel den Flächen desselben sind die Krystalle und der krystallinische Calcit überhaupt vollkommen spaltbar und wegen dieser vollkommenen Spaltbarkeit wurde der krystallisirte und der deutlich krystallinische Calcit Kalkspath (spāthig soviel als spaltbar) genannt, dieser Name auch als Speciesname gebraucht.

Das als Grundgestalt gewählte Rhomboëder R[1]) findet sich verhältnissmässig selten für sich als Krystallgestalt, häufig dagegen in Combinationen, öfterer aber für sich das stumpfere Rhomboëder in der Gegenstellung $\frac{1}{2}R'$ mit dem Endkantenwinkel $= 134°57'$ und das spitzere Rhomboëder in der Gegenstellung $2R'$ mit dem Endkantenwinkel $= 78°51'$. Ausser diesen drei Rhomboëdern sind noch beispielsweise zu nennen das spitzere Rhomboëder $\frac{5}{4}R'$ mit dem Endkantenwinkel

[1]) (Siehe die auf Tafel I und II angegebenen wichtigsten einfachen Gestalten, denen auch einige Combinationen beigefügt sind, welche als solche, oder als Träger flächenreicherer Combinationen vorkommen.)

= 95°28', das spitze $\frac{3}{2}$R' mit den Endkanten = 88°12', das spitzere 4R mit den Endkanten = 65°48', das spitze Rhomboëder 8R' mit den Endkanten = 60°33', das spitze Rhomboëder 16R mit den Endkanten = 60°20', das stumpfe Rhomboëder $\frac{1}{4}$R mit den Endkanten = 156°2'. In Betreff der angegebenen Winkel ist zu bemerken, dass der Endkantenwinkel der Grundgestalt R 105°5' ein Mittelwerth ist, im Allgemeinen die Messungen verschiedener Vorkommnisse um 105° herum schwanken, worauf besonders stellvertretende unwesentliche Bestandtheile Einfluss haben. Auf den Mittelwerth 105°5' beziehen sich die übrigen Winkelangaben der von R abgeleiteten Gestalten und für die Rhomboëder wird gewöhnlich nur der Endkantenwinkel angegeben, während der Seitenkantenwinkel der Ergänzungswinkel des Endkantenwinkels zu 180° ist.

Häufig finden sich die Schlussglieder der Rhomboëderreihe, die Basisfläche oR in Combination, sowie das normale hexagonale Prisma ∞R, oft beide miteinander, desgleichen auch das diagonale hexagonale Prisma R∞, das Endglied der spitzen Skalenoeder. Unter den Skalenoëdern findet sich am häufigsten das spitze Skalenoëder R3 (oft für sich allein); es hat die Endkantenwinkel 144°24' und 104°38', die Seitenkantenwinkel = 132°59', häufiger sind die spitzen, weniger häufig die stumpfen Skalenoeder; als Beispiele sind nachfolgende anzuführen: R2, dessen Endkanten = 155°'50 und 102°11', die Seitenkanten = 113°45', R5 mit den Endkanten = 134°28' und 109°1', den Seitenkanten = 150°44'; $\frac{1}{4}$R3 mit den Endkanten = 154°24' und 138°5', den Seitenkanten 64°54' und 2R'2 mit den Endkanten = 153°16' und 92°9' und den Seitenkanten = 135°18'. Seltene Gestalten sind die dodekagonalen Prismen und diagonale hexagonale Pyramiden.

Die Zahl der Combinationen, von denen oft sehr flächenreiche beschrieben worden sind, ist überaus gross, indem bereits über 800 bekannt sind und immer wieder neue gefunden werden. Nach der Ausbildung der vorherrschenden Gestalten sind sie stumpf- oder spitz-rhomboedrische, spitz- oder stumpf-skalenoedrische, prismatische, lang- oder kurz-prismatische und basische oder tafelartige. Die grosse Mehrzahl der Combinationen zeigt das normale hexagonale Prisma ∞R, oder das Rhomboëder $\frac{1}{2}$R' oder das Rhomboëder 2R' oder das Skalenoëder R3 als vorherrschende Gestalt. Die Krystalle zeigen ausser unregelmässiger Ausbildung, welche bei einem so vielfach krystallisirten Minerale nicht auffallen kann, die Flächen einzelner Gestalten häufig gestreift, auch drusig bis rauh, selbst gekrümmt und sogar die Spaltungsflächen sind bisweilen gestreift oder gekrümmt, obwohl sie im Allgemeinen vollkommen sind. Bei der starken Krystallisationstendenz des Minerals beobachtet man oft interessante Wachsthumsverhältnisse, wie z. B. Ueberwachsungen in bestimmter Form ausgebildeter Krystalle mit Wechsel in der Gestalt, wodurch die durch Ueberwachsung gebildeten Individuen eine andere Combination zeigen, als der von der vergrössernden Substanz umschlossene Krystall. Solche überwachsene Krystalle sieht man bisweilen deutlich im Inneren und kann sie mitunter herauslösen. In der Regel findet man dann auf der Oberfläche des überwachsenen Krystalles kleine Kryställchen eines anderen Minerales oder pulverulente Substanz als Ueberzug, welcher die Vergrösserung der Individuen nicht hinderte, dagegen Einfluss auf den Wechsel der Form ausgeübt zu haben scheint.

Die Krystalle enthalten auch oft andere Minerale als zufällige Einschlüsse, welche Erscheinung sowohl hier, wie bei anderen Mineralen insofern von Interesse ist, als man dadurch auf gewisse genetische Verhältnisse schliessen kann. Solche Einschlüsse anderer Minerale haben im Allgemeinen keinen besonderen Einfluss

auf die äussere Form, zumal die Krystallisationstendenz des Calcit eine so eminente ist, dass selbst grosse Mengen eingeschlossener fremder Substanz vorhanden sind und die Calcitkrystalle doch ihre bestimmte Gestalt haben. Das interessanteste Beispiel dieser Art sind die mit feinem Sand erfüllten spitzen Rhomboëder 2R' von Bellecroix bei Fontainebleau bei Paris, welche krystallisirter Sandstein genannt wurden, weil sie wie Sandstein aussehen. Die quantitative Untersuchung ergab 50 bis 80 % Sand. Solche Krystalle fanden sich auch an anderen Orten, wie bei Sievring unweit Wien, bei Brilon in Westphalen u. a. m. Wie hier der Sand, so können auch andere Mineralsubstanzen in grosser Menge in Calcitkrystallen eingeschlossen sein, wie z. B. feinschuppiger Chlorit in Skalenoëdern R3 im Tavetschthale in der Schweiz.

Oft bilden die Calcitkrystalle Zwillinge und zwar nach verschiedenen Gesetzen, so nach den Flächen des Rhomboëders R Contactzwillinge, wobei die Hauptachsen beider Individuen unter 90°48' gegeneinander geneigt sind, ferner nach den Flächen des Rhomboëders ½R', wobei die Hauptachsen beider Individuen unter 127°30' gegeneinander geneigt sind, und nach dem normalen Prisma ∞R, wobei aber die Basisfläche Verwachsungsfläche ist und die Hauptachsen beider Individuen zusammen fallen. Solche besonders bei dem Skalenoëder R3 (Fig. 32 u. 33 auf Tafel II) und damit zusammenhängenden Combinationen ausgebildet bilden Contact- und auch Penetrationszwillinge. Besonders häufig erscheinen die Krystalle gruppirt, z. Th. mit homologer Stellung der verwachsenen Individuen, so reihenförmige, treppenförmige, oder pyramidale Gruppen bildend, z. Th. mit divergirender Stellung, so büschelige, garbenförmige, rosettenförmige oder kugelige Gruppen bildend. Solche Gruppen gehen bei undeutlicher Ausbildung der nach aussen sichtbaren Krystalltheile über in kuglige, konische, zapfen- und röhrenförmige, plattenförmige u. a. Gestalten, welche im Inneren eine stenglige bis fasrige krystallinische Absonderung zeigen. Hierbei sind besonders zu erwähnen die sogen. Tropfsteinbildungen des Calcit, welche in den sogen. Tropfsteinhöhlen sehr häufig und z. Th. in grossartigem Maassstabe auftreten. Durch das an den Wänden oder von der Decke durchsickernde Wasser, welches das Kalkcarbonat aufgelöst enthält und zwar als Bicarbonat, mit doppelt soviel Kohlensäure, setzt den Calcit ab, indem die Hälfte der Kohlensäure an der Luft entweicht und es entstehen dadurch krummflächige Ueberzüge an den Decken und Wänden, an denen sich durch weitere Absätze aus dem fortwährend durchsickernden Wasser stalaktitische Gestalten der verschiedensten Form ansetzen, von denen die konischen, zapfenförmigen bis säulenförmigen im Inneren und Aeusseren am regelmässigsten gestaltet sind, von den Decken und schrägen Wänden einzeln oder miteinander verwachsen herabhängen. Solche Gestalten bauen sich auch vom Boden aus durch herabtropfendes Wasser auf und werden im Gegensatze zu den herabhängenden, den Stalaktiten, Stalagmiten genannt. Auf diesen Unterschied ist indess kein grosser Werth zu legen, weil man bei anderen Mineralen, welche auch ähnlich gebildete Absätze aus Wasser bilden, auf diesen Unterschied der Stellung nicht Rücksicht nimmt, sie allgemein stalaktitische Gebilde nennt. Durch Verwachsung der einzelnen stalaktitischen Gestalten entstehen andere zusammengesetzte krummflächige Gestalten und alle solche Vorkommnisse werden als Kalksinter oder Sinterkalke benannt, wozu dann noch Absätze aus abfliessendem Quellwasser gerechnet werden, welche lagenweise übereinander gebildet, z. Th. mächtige Massen bilden. Dieselben haben auch, wie die Tropfsteinbildungen dies oft deutlich zeigen, eine der Oberfläche entsprechende krummschalige Absonderung, während in der Rich-

tung des Aufbaues stenglige bis fasrige Absonderung zu bemerken ist, weniger wie bei grossen stalaktitischen Gebilden krystallinisch-körnige bis blättrige.

Bevor noch andere Varietäten des Calcit erwähnt werden, ist in Betreff der Eigenschaften des Calcit überhaupt anzuführen, dass derselbe vollkommen unmetallisches Aussehen hat. Er ist, wenn er ganz rein ist, weiss, und bei vollkommener Durchsichtigkeit farblos. Das in dieser vollkommensten Reinheit ausgezeichnetste Vorkommen ist als sogen. isländischer Doppelspath bekannt. Dieser findet sich als grosskrystallinisch-körnige Ausfüllung einer etwa 1 Meter breiten und gegen 8 Meter langen Spalte am nördlichen Ufer des Rodefjordes auf der Ostküste von Island vor, welche in Dolerit bis zu unbekannter Tiefe fortsetzt. Dieser durch seine Reinheit und Klarheit ausgezeichnete Kalkspath wurde Doppelspath genannt, weil man durch ihn die Gegenstände doppelt sieht und diese Eigenschaft, die doppelte Strahlenbrechung, an ihm entdeckt wurde. Kalkspath von anderen Fundorten zeigt übrigens diese Eigenschaft auch, wenn er durchsichtig genug ist.

Ausser weiss, beziehungsweise farblos, findet sich der Calcit gefärbt, grau, gelb, roth, braun, schwarz, grün, blau und lila und die Farben sind gewöhnlich durch Beimengungen bedingt, er ist durchsichtig bis undurchsichtig, hat glasartigen Glanz, bisweilen in Wachsglanz geneigt oder bis perlmutterartigen, besonders auf den Basisflächen. In der Stärke wechselt der Glanz von spiegelflächig glänzenden Krystall- oder Spaltungsflächen an bis zum Matten. Das Strichpulver ist weiss oder wenig gefärbt, bei Varietäten, welche durch Pigmente, wie Kohlenstoff, Eisenoxyd, Eisenoxydhydrat u. a. stark gefärbt sind. Er ist wenig spröde und hat eine geringe Härte, welche als H. = 3 als dritter Härtegrad bei der Bestimmung anderer Minerale bezeichnet wird, wie sie am krystallisirten Calcit und an deutlich spaltbaren krystallinischen gefunden wird, während gewisse Varietäten, wie der dichte und erdige weniger hart sind. Das spec. Gew. im Mittel = 2,7, variirt wenig, zwischen 2,6 — 2,8, selten werden diese Grenzen durch besondere Umstände überschritten.

Die chemische Formel des Calcit ist $CaO \cdot CO_2$ oder $CaCO_3$ entsprechend 56 § Kalkerde und 44 § Kohlensäure, doch ist damit nur die wesentliche Zusammensetzung ausgedrückt. Kein Calcit ist absolut reine kohlensaure Kalkerde in dem angegebenen Verhältnisse, selbst nicht der isländische Doppelspath, in welchem von Stromeyer in 100 Theilen 56,15 Kalkerde, 43,70 Kohlensäure und 0,15 Eisen- und Manganoxyd gefunden wurden. Die Abweichungen von der wesentlichen Mischung und Formel werden entweder durch sogen. stellvertretende Bestandtheile hervorgerufen, indem weniger oder mehr geringe Mengen anderer Basen einen Theil der Kalkerde ersetzen, wie namentlich oft Magnesia, oder Eisenoxydul, Manganoxydul, Bleioxyd (in der Plumbocalcit genannten Varietät), Zinkoxyd (in der Spartait genannten Varietät), Baryterde (in der Neotyp genannten Varietät), durch welche stellvertretende Basen zum Theil Winkeldifferenzen, sowie Unterschiede im Gewicht und in der Härte bedingt werden. Oder es finden sich, was noch häufiger der Fall ist, fremdartige Substanzen beigemengt, wie sehr oft Eisenoxydhydrat, Eisenoxyd, Manganverbindungen, Kohlenstoff, Bitumen, Kieselsäure, Thon u. s. w.

Der Calcit ist in kalter verdünnter Salzsäure mit starkem Aufbrausen löslich, wobei die Kohlensäure entweicht und wenn man der Lösung etwas Schwefelsäure zusetzt, so entsteht ein meist feinkrystallinischer weisser Niederschlag von Gyps. Vor dem Löthrohre erhitzt verliert er die Kohlensäure und die Kalkerde

bleibt zurück, (er brennt sich kaustisch), welche bei dem starken Erhitzen leuchtet (phosphorescirt). An der Luft ist er beständig, dagegen wird er im Inneren der Erde sehr langsam durch Wasser, besonders Kohlensäure enthaltendes aufgelöst, welche Lösung zur Bildung der Krystalle in Hohlräumen, der Tropfsteine und Sinterkalke und anderer Varietäten Veranlassung giebt.

Als Varietäten des Calcit sind noch nachfolgende anzuführen, welche meist in grossen Massen als Gebirgsarten (Gesteinsarten, s. d. Artikel) vorkommen und deshalb hier nur in Kürze erwähnt werden:

Der krystallinisch-körnige Kalk oder Marmor. Derselbe zeigt in der Grösse des Kornes grosse Verschiedenheit, ist gewöhnlich grob-, klein- bis feinkörnig und zeigt auf den frischen Bruchflächen der Stücke die glänzenden Spaltungsflächen der miteinander verwachsenen Krystallkörner. Aus diesem Grunde entstand von dem griechischen Worte »*marmairein*« glänzen oder schimmern, oder »*marmaros*« glänzend, schimmernd, der Name Marmor, weil die schon in alten Zeiten von Griechen und später von Römern zu Statuen, Tempeln u. s. w. verwendeten klein- und feinkörnigen Kalke, selbst verarbeitet, immer diesen eigenthümlichen Glanz bis Schimmer zeigen. Dadurch lassen sich die krystallinischkörnigen Kalke jederzeit als solche leicht erkennen und unterscheiden, weshalb es zweckmässig ist, wenigstens mineralogisch diese Varietät ausschliesslich Marmor zu benennen, abgesehen von dem viel weiter gehenden Gebrauche (oder vielmehr Missbrauche) des Namens Marmor. Die klein- und feinkörnigen, wenn sie weiss sind, heissen im Besonderen Statuenmarmor wegen der bevorzugten Verwendung. Als solche waren schon im Alterthum bekannt und berühmt der parische Marmor, das Material der griechischen Künstler in ihrer höchsten Blüthe, von der Insel Paros, der pentelische Marmor im Norden von Athen vorkommend, woraus die Akropolis gebaut ist, der seit der römischen Kaiserzeit geschätzte lunensische oder carrarische Marmor, welcher auf der Westseite der appenninischen Alpen bricht, die im Golf von Spezzia steil an das Meer treten und bis zum Gipfel von 1570 Meter Höhe dieses herrliche Gestein bilden. Es zeichnet sich durch grosse Reinheit aus. Als Statuenmarmor erfordert der Marmor zum künstlerischen Gebrauche überhaupt diese Reinheit und eine gewisse Gleichmässigkeit der Ausbildung, um möglichst grosse Blöcke davon gewinnen zu können, während die Farbe des Marmors durchaus nicht immer die weisse ist. Geringe Mengen beigemengter fremder Substanzen verändern die Farbe, wodurch er wie die Krystalle des Calcit ins Graue, Gelbe, Braune, Blaue, Rothe und Schwarze übergeht. Solche gefärbte Marmore werden auch vielfach gebraucht, auch eigens benannt, wie der schwarze wegen des Kohlenstoffgehaltes Anthrakolith, der mit Glimmerblättchen durchwachsene Cipolin, der mit Serpentin durchzogene Ophicalcit, der mit Brucit durchwachsene von Predazzo in Tyrol Predazzit u. a. m. Die weissen oder hell gefärbten Marmore sind an den Kanten durchscheinend, dunkel gefärbte bis undurchsichtig. Der Glanz verliert sich allmählich mit der Abnahme der Grösse des Kornes, mit welcher der Marmor in dichten Kalk übergeht.

Der krystallinisch-blättrige Kalk (Schieferspath genannt) ist selten und wird als feinschuppiger auch Schaumerde genannt.

Der dichte Kalk, gewöhnlich Kalkstein genannt, bei plattenförmiger Absonderung auch Kalkschiefer, erscheint unkrystallinisch dicht, hat im Grossen muschligen bis fast ebenen Bruch und die Bruchflächen sind dabei oft splittrig. Derselbe bildet massenhaft vorkommend ein wichtiges Gebirgsgestein, ist nie ganz

rein, daher nicht weiss, sondern immer gefärbt, bisweilen schwach, gewöhnlich grau bis schwarz, gelblichgrau, graulichgelb bis braun, röthlichbraun bis roth. Die Färbung ist einfach oder bunt, bisweilen mit verschiedenartiger Farbenzeichnung, aus welchem Grunde solche Kalksteine auch geschnitten und geschliffen verarbeitet ein schönes Aussehen haben und bunter Marmor heissen. Der Kalkstein ist wenig durchscheinend bei heller Färbung, kantendurchscheinend bis undurchsichtig, wenig schimmernd bis matt. Nach den Beimengungen führt er auch verschiedene Namen, wie krystallinische Kalke, so heisst Anthrakolith oder Anthrakonit, auch Kohlenkalk der graue bis schwarze, durch Kohlenstoff gefärbte, Siderokonit der durch Eisenoxydhydrat gelb bis braun gefärbte, Stinkkalk der mit kohlig-bituminösen Substanzen erfüllte, welcher beim Zerschlagen oder Reiben unangenehmen Geruch entwickelt, Kieselkalk der mit Kieselsäure gemengte, Mergel- oder Thonkalk der mit Thon gemengte u. a. m. Als Gebirgsgesteine enthalten die Kalksteine sehr häufig Versteinerungen, nach denen sie in geologischer Beziehung Namen führen, wie z. B. Enkrinitenkalk, Nummulitenkalk, Orthoceratitenkalk, Muschelkalk u. dergl. Ein solcher Muschelkalk ist auch der triasische Muschelmarmor vom Bleiberge in Kärnthen, welcher als dunkelgrauer Kalkstein viele Muscheln und Schaalentrümmer von Ammoniten enthält, welche letzten besonders wie Perlmutter die schönsten bunten Farben zeigen. Aus diesem Grunde wird er vielfach verarbeitet, indem durch das Schleifen und Poliren die Farbeneffecte erhöht werden.

Der erdige Kalk, mächtige Gebirgsmassen bildend, Kreide genannt, fast schneeweiss, doch immer etwas ins Gelbe ziehend, bis gelblich- oder graulichweiss mit flachmuschligem Bruche, wegen der feinerdigen Beschaffenheit abfärbend und zum Schreiben benützt, matt, undurchsichtig und mehr oder minder fest, besonders wenn Kieselsäure fein vertheilt die erdigen Theilchen etwas bindet, auch oft Feuersteinknollen enthaltend. Dieser eigenthümliche Kalk besteht bei 300 maliger Vergrösserung aus rundlichen oder elliptischen Körnchen, zwischen denen mikroskopische Schalen von Foraminiferen liegen. Die Körnchen wurden für amorphe kohlensaure Kalkerde gehalten und in diesem Sinne die Kreide von G. Rose als eine eigene Species betrachtet, während diese Körnchen auch mit den Kokkolithen des Bathybius in Verbindung gesetzt wurden. — Als erdiger Kalk schliesst sich der Kreide die sogen. Bergmilch an, welche sich in Höhlungen von Kalkstein als feinerdiger weisser lockerer Absatz findet, wie am Pilatus in der Schweiz und anderen Orten. Mit Wasser durchfeuchtet bildet sie eine schmierige Masse und aus den Höhlungen sickerndes Wasser kann durch sie weiss gefärbt sein, wovon vielleicht der Name Bergmilch (Montmilch) herrührt.

Der oolithische Kalk, Rogenstein genannt, weil die kleinen runden verwachsenen Körner an Fischrogen erinnern, früher für versteinerten Fischrogen gehalten wurden, gleichfalls eine wichtige Gesteinart. Derselbe besteht aus kleinen Kugeln, welche dicht gedrängt mehr oder minder fest miteinander verwachsen sind, höchstens bis Erbsengrösse haben und bis zur Kleinheit der Mohnsamen herabgehen. Diese kugligen Gebilde sind bei mikroskopischer Betrachtung radialfasrig und concentrisch-schalig und deuten dadurch eine mikrokrystallinische Bildung an.

Der Tuffkalk (auch Kalktuff genannt) gleichfalls als Gebirgsgestein vorkommend, ist ein eigenthümlicher, mehr oder weniger löcheriger, zelliger oder poröser erdiger Kalk, welcher sich in gewissem Sinne mit dem Sinterkalk ver-

gleichen lässt, indem er durch Absatz aus kalkhaltigem Wasser gebildet wird, welches über mit Moosen und anderen kleinen Pflanzen bewachsene Gesteinflächen sickert, wobei der an der Luft sich absetzende Kalk die pflanzlichen Bildungen incrustirt. Bei fortgesetzter Bildung unter Erneuerung der Vegetation wachsen diese Massen zu mächtigen Gesteinen an und werden anfangs locker und zerbrechlich, allmählich fester und weniger löcherig, weil das die entstandenen Massen durchdringende Wasser nach Entfernung der pflanzlichen Theile durch Verwesung auch in den leer gewordenen Räumen Kalk absetzt.

Andere besondere Bildungen, wie der Tuten- oder Nagelkalk werden bei den Gesteinsarten besprochen werden.

Die Verwendung der verschiedenen Varietäten des Calcit ist eine sehr vielseitige und ausgedehnte, wie nur erwähnt werden darf, dass die Marmore in der Bildhauerei und bei Bauten, zur Anfertigung von Platten, die Kalksteine (gebrannt) zur Darstellung des Mörtels, zum Düngen, diese und die Tuffkalke als Bausteine, die Kreide zum Schreiben, die plattenförmig abgesonderten Kalksteine in der Lithographie (besonders ausgezeichnet die von Solenhofen an der Altmühl in Bayern), der sogen. Doppelspath zu optischen Zwecken benützt werden.

2. Der **Aragonit** (benannt nach dem Vorkommen der zuerst bekannt gewordenen Krystalle in Gyps und Mergel von Molina in Aragonien in Spanien, am Südabhange der Pyrenäen) krystallisirt orthorhombisch, die Krystalle sind meist aufgewachsen in Gängen, Adern, Drusenräumen und Nestern, bisweilen auch eingewachsen. Die Krystalle bilden verschiedene Combinationen, die gewöhnlichste und einfachste Combination, wie sie beispielsweise die Krystalle von Horschentz bei Bilin in Böhmen zeigen, ist die des orthorhombischen Prisma, ∞P, dessen brachydiagonale Kanten $= 116°10'$ sind, mit den Längs-Flächen $\infty P \breve{\infty}$, wodurch ein sechsseitiges Prisma entsteht, in welchem zwei gegenüberliegende Kanten $= 116°10'$ sind, während die vier Combinationskanten des Prisma

(Min. 18—20.)

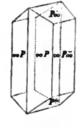


Fig. 1.

Fig. 2.

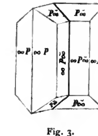


Fig. 3.

mit den Längsflächen $121°55'$ betragen. Diese Krystalle sind gewöhnlich begrenzt (Fig. 1.) durch das Längsdoma $P \breve{\infty}$, dessen Endkanten $= 108°26'$ sind. Dazu treten auch (Fig. 2.) die Grundgestalt P, die Basisflächen, verschiedene, besonders scharfe Längsdomen und spitze Pyramiden, wodurch die Krystalle in der Richtung der Hauptachse ausgedehnt spitz-pyramidal ausgebildet sind, spiessig bis nadelförmig. Gewöhnlich sind die Krystalle Zwillinge nach (Fig. 3.) ∞P, meist mit mehrfacher Wiederholung, wodurch lang- und kurzprismatische Krystalle entstehen, welche als sechsseitige an hexagonale erinnern, wobei jedoch

die Winkel des sechsseitigen Prisma mehr oder weniger von 120° abweichen. Solche prismatische Krystalle sind entweder durch die den einzelnen Individuen gemeinsame Basisfläche begrenzt oder es erscheint dieselbe durch die Längsdomen der verwachsenen Krystalle vielfach eingeschnitten. Auch die prismatischen Flächen sind mit vielen verticalen Einschnitten versehen. Der Aragonit ist deutlich spaltbar parallel den Längsflächen $\infty P \breve{\infty}$, weniger deutlich parallel dem Prisma ∞P und dem Längsdoma $P \breve{\infty}$, die Spaltungsflächen treten wegen der Zwillingsbildung weniger deutlich hervor; der Bruch ist muschlig bis uneben. Ausser einzelnen Krystallen bildet der Aragonit stenglige bis fasrige Aggregate, welche eingewachsene Platten, aufgewachsene Ueberzüge und Krusten bilden oder Stalaktiten. Die letzteren, ähnlich den Stalaktiten des Calcits, bilden zapfenförmige, konische oder keulenförmige Gestalten, welche mit einander verwachsen ästige und dendritische Gebilde darstellen, wie solche in ausgezeichneter Weise die sogen. Eisenblüthe zeigt, benannt wegen des Vorkommens in Klüften des Eisenspath genannten Siderit vom Erzberge bei Eisenerz in Steiermark. Die aus warmen Quellen abgesetzten Krusten und Ueberzüge, aus Krystallfasern zusammengesetzt, z. Th. mit schalenförmiger Absonderung, bilden allmählig grössere Massen, wie die sogen. Sprudelsteine von Karlsbad in Böhmen. Eine ähnliche Bildung ist der wolkige honiggelbe durchscheinende sogen. Onyxmarmor von Oran in Algerien, welchen schon die Römer bearbeiteten. Zu diesen Bildungen von Absätzen aus warmen kalkhaltigen Quellen gehört auch der sogen. Erbsenstein von Karlsbad in Böhmen, welcher ähnlich dem Oolith oder Rogenstein des Calcit Aggregate von Kugeln darstellt, welche zerschlagen eine concentrisch schalige Absonderung zeigen und von verschiedener Grösse vorkommend gewöhnlich von Erbsengrösse sind, aber auch grösser und kleiner vorkommen. Diese kugeligen Gestalten zeigen im Innern gewöhnlich einen fremdartigen Kern, um welchen sich das Kalkcarbonat absetzte und weitere Absätze folgten.

Der Aragonit ist farblos bis weiss, durch Beimengungen gelb bis braun, auch roth, grün, blau, grau, auf den Krystallflächen glasartig glänzend, der fasrige seidenartig, sonst schimmernd bis matt, durchsichtig bis fast undurchsichtig. Er ist spröde, hat die Härte = 3,5—4,0, ist entschieden etwas härter als der Calcit und specifisch schwerer, sein spec. Gew. = 2,8—3,0.

Er ist substantiell gleich dem Calcit, kohlensaure Kalkerde, entsprechend der Formel $CaO \cdot CO_2$, wonach die Substanz $CaO \cdot CO_2$ dimorph ist und nur der Aragonit gegenüber dem Calcit bei Absatz aus wässrigen Lösungen eine höhere Temperatur erfordert. Stellvertretend zeigen manche Aragonite anstatt Kalkerde etwas Strontia oder andere Basen RO, wie PbO im sogen. Tarnowitzit von Tarnowitz in Oberschlesien. Die Krystalle desselben sind etwas abweichend von denen des Aragonit, immerhin aber lässt sich derselbe nur als eine Varietät des Aragonit auffassen.

Das chemische Verhalten des Aragonit ist nahezu dasselbe, wie bei dem Calcit, indem er auch vor dem Löthrohre unschmelzbar ist und sich bei Verlust der Kohlensäure kaustisch brennt, desgleichen in kalter verdünnter Salzsäure sich mit starkem Brausen auflöst. Dagegen zeigt er bei dem Erhitzen eine auffallende, vom Calcit verschiedene Erscheinung. Erhitzt man nämlich einen Krystall oder ein Bruchstück eines solchen in einem Glassrohre oder auf einem Platinbleche langsam, so zerfällt er zu einem bröckligen Pulver oder in kleine unbestimmt eckige Stückchen, ohne zu zerknistern. Diese Eigenthümlichkeit giebt ein gutes Unterscheidungszeichen und lässt sich selbst noch in dem Sinne verwerthen, dass

man bei Varietäten, welche wegen ihrer Beschaffenheit das Zerfallen weniger deutlich zeigen, die Probe in der Achatschale zu feinem Pulver zerreibt und dieses auf einem Platinblech erhitzt. Dann zeigt dasselbe eine Vergrösserung des Volumens und bleibt ganz locker, während eine Probe von Calcitpulver in gleicher Weise erhitzt im Volumen etwas schwindet und einen gewissen festeren Zusammenhang der Theilchen zeigt. Dass dies nicht vom Entweichen der Kohlensäure allein abhängt, ersieht man am besten, wenn man Pulver des Aragonit und Calcit nebeneinander erhitzt.

Der Aragonit ist nicht selten, findet sich aber nicht als Gesteinsart, sondern krystallisirt auf Gängen und Lagern, oder in Blasenräumen vulkanischer Gesteine in Klüften und Nestern, bisweilen auch eingewachsen, wie in Thon, Mergel und Gyps, der stalaktitische in Höhlen und Klüften, auf Gesteinsoberflächen, der fasrige als Ausfüllung von Klüften und Spalten, auch als Absatz aus dem abfliessenden Wasser heisser Quellen, wie der Sprudelstein bei Karlsbad in Böhmen, wo auch der sogen. Erbsenstein vorkommt. Als Fundorte schöner krystallisirter Vorkommnisse sind Molina und Valencia in Spanien, Leogang in Salzburg, Herrengrund in Ungarn, Cianciana in Sicilien, Horschenz bei Bilin in Böhmen, Bastennes bei Dax an der Nordseite der Pyrenäen in Frankreich, Dognaczk im Banat und Offenbanya in Siebenbürgen zu nennen. Eine Verwendung haben nur die sogen. Sprudelsteine und Erbsensteine bei Karlsbad in Böhmen gefunden, woraus kleine Ornamente und Utensilien geschnitten werden. Man benützt auch daselbst den raschen Absatz des Aragonit aus dem heissen Sprudel zur Incrustation verschiedener Gegenstände.

Den beiden Species, welche die kohlensaure Kalkerde, $CaO \cdot CO_2$ bildet, dem hexagonalen rhomboëdrischen Calcit und dem orthorhombischen Aragonit schliessen sich die anderen Carbonate der allgemeinen Formel $RO \cdot CO_2$ an, insofern dieselben hexagonal, rhomboëdrisch entsprechend dem Calcit oder orthorhombisch, entsprechend dem Aragonit krystallisiren. Während jedoch die kohlensaure Kalkerde $CaO \cdot CO_2$ dimorph ist, zeigen die anderen Carbonate sich entweder nur hexagonal rhomboëdrisch oder nur orthorhombisch, bilden mithin zwei Reihen von Species, von denen die eine sich dem Calcit, die andere dem Aragonit anschliesst.

Die Mehrzahl der Verbindungen $RO \cdot CO_2$ schliesst sich dem Calcit an und dieselben bilden untereinander verschiedene Reihen von Vorkommnissen, welche als Species sich nicht scharf von einander abscheiden lassen. Dies hängt nämlich davon ab, dass wie schon oben erwähnt wurde, nicht allein andere Basen Species wie die Kalkerde bilden, so die Magnesia den Magnesit, $MgO \cdot CO_2$, das Eisenoxydul den Siderit, $FeO \cdot CO_2$, das Manganoxydul den Rhodochrosit, das Zinkoxyd den Smithsonit und das Kobaltoxydul den Kobaltspath $CoO \cdot CO_2$, sondern dass Species vorkommen, welche zwei solche Basen, selbst drei als wesentliche Bestandtheile auffassen lassen. Schon der Calcit und Aragonit, besonders der erstere zeigte, dass neben der kohlensauren Kalkerde, als der wesentlichen Substanz der Species geringe Mengen anderer Basen als Stellvertreter der Kalkerde im Calcit und Aragonit aufzufassen sind und so ist es auch bei den vorhin genannten im Folgenden zu beschreibenden Arten der Fall. Man beobachtete dabei, dass solche stellvertretende Basen auf die Winkelverhältnisse und andere Eigenschaften Einfluss haben können und dass bei der allmählichen Zunahme der stellvertretenden Basen wesentliche Unterschiede hervorgerufen werden. Wenn z. B. der Calcit $CaO \cdot CO_2$ als

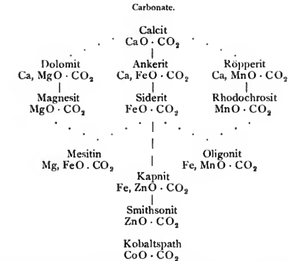
Grundgestalt das Rhomboëder R mit dem Endkantenwinkel = 105° 5' feststellen liess, der Magnesit $MgO \cdot CO_2$ als Grundgestalt ein Rhomboëder R mit dem Endkantenwinkel = 107° 28' hat, so zeigen Vorkommnisse des Calcit neben $CaO \cdot CO_2$ einen geringen Gehalt an $MgO \cdot CO_2$, welcher als unwesentlich für die Art betrachtet wird, desgleichen der Magnesit neben $MgO \cdot CO_2$ geringe Mengen von $CaO \cdot CO_2$, welche gleichfalls als unwesentlich gelten. Wenn dagegen der Gehalt an $MgO \cdot CO_2$ im Calcit zunimmt, und mit dieser Zunahme der Endkantenwinkel des Rhomboëder R grösser wird, auch andere Eigenschaften sich ändern, so bilden Vorkommnisse dieser Art eine fortlaufende Reihe zwischen den beiden Endgliedern Calcit und Magnesit. In solchen Fällen fand man sich veranlasst, eine Mittelspecies aufzustellen, wie hier den Dolomit, welcher Kalkerde und Magnesia als wesentliche Basen enthält, dessen Grundgestalt das Rhomboeder R mit dem Endkantenwinkel = 106° 18' ist. Die drei Species

Calcit		Dolomit		Magnesit
$CaO \cdot CO_2$	. . . .	$Ca, MgO \cdot CO_2$	. . . .	$MgO \cdot CO_2$
R 105° 5'		R 106° 18'		R 107° 28'

sind aber nicht so scharf geschieden, dass der Dolomit genau der Formel $CaO \cdot CO_2 + MgO \cdot CO_2$ entsprechen müsste, wenn auch einzelne Dolomite genau diese Formel ergeben, sondern es finden allmähliche Uebergänge statt, welche der einen oder der anderen Species zugezählt werden. So muss man dolomitischen Calcit und calcitischen Dolomit als Varietäten unterscheiden, welche einander bei einem gewissen Grenzverhältniss zwischen Calcit und Dolomit berühren, welches man als der Formel $3\ (CaO \cdot CO_2) + MgO \cdot CO_2$ entsprechend feststellen kann. Derartige Uebergänge zwischen gewissen Arten zeigen, wie schwierig es unter Umständen werden kann, Mineralarten gegeneinander abzugrenzen und dies findet nicht allein hier bei den Carbonaten, sondern auch bei anderen Verbindungen statt.

Durch derartige Uebergänge zwischen Species entsteht gewissermaassen ein Cyklus von Vorkommnissen, welche in der allgemeinen Zusammensetzung und im Allgemeinen in der Form Verwandschaft zeigen und in ein Geschlecht vereinigt werden können, wie hier die rhomboëdrisch krystallisirten Carbonate der Formel $RO \cdot CO_2$. Die noch vorhandenen Lücken stören das Verhältniss der Verwandtschaft nicht, finden ab und zu durch neuere Vorkommnisse ihre Erledigung, sowie es nicht nothwendig ist, dass die Reihen überall durch gleich reichlich auftretende Uebergänge vermittelt werden. Dies sind Verhältnisse, welche mit der Zeit und dem forgesetzten Studium ihre Erledigung finden, zunächst aber den Beweis liefern, dass die Mineralarten noch lange nicht durch die bis jetzt bekannten in ihrer Zahl erschöpft sind.

Die Carbonate bieten in dieser verwandtschaftlichen Beziehung ein reiches Bild, wie man am besten aus nachfolgender Zusammenstellung ersieht, wobei die Mittelglieder durch zwei wesentliche Basen ausgedrückt sind. Diese rhomboedrisch krystallisirenden Carbonate der allgemeinen Formel $RO \cdot CO_2$ gehen vom Calcit aus, welcher in jeder Beziehung allen anderen voransteht, sowohl in der Reichhaltigkeit der Formen, als auch in der Mannigfaltigkeit des Vorkommens bei allgemeinster Verbreitung.



Von diesen Species sind einzelne, namentlich wegen der Verwendung wichtig, während andere von untergeordneter Bedeutung sind. Im Hinblick auf den oben beschriebenen Calcit können bei der Beschreibung auch die Vorkommnisse mit jenem verglichen werden.

3. Der Dolomit (zu Ehren des französischen Geologen Dolomieu benannt, welcher zuerst gewisse krystallinisch-körnige als Gesteinsart vorkommende Dolomite vom Marmor unterschied, mit welchem sie viel Aehnlichkeit haben), auch Bitterkalk genannt gegenüber dem Namen Kalk des Calcit wegen der zweiten wesentlichen Basis, der Magnesia, welche auch Bittererde heisst. Diese Species krystallisirt wie das Calcit hexagonal-rhomboëdrisch und als Grundgestalt wurde das Rhomboëder R mit dem Endkantenwinkel = 106° 18' aufgestellt, wobei gleichfalls zu bemerken ist, dass dies nur ein mittlerer Winkel ist, um welchen herum die Messungen schwanken, was zum Theil in den Schwankungen der Zusammensetzung beruht, z. Th. auch in der Schwierigkeit der Winkelbestimmungen wegen der Ausbildung der Flächen. Die meist wie bei Calcit in Hohlräumen verschiedener Art aufgewachsenen, bisweilen auch eingewachsenen Krystalle sind weit ärmer an einfachen Gestalten und Combinationen. Bermerkenswerth ist hierbei das häufige Auftreten der Grundgestalt für sich, weshalb nach diesem Rhombenflächner der krystallisirte Dolomit auch Rautenspath genannt wurde, ausser diesem finden sich noch andere Rhomboëder wie $\frac{1}{2}$R', 2R', 4R, z. Th. für sich oder in Combinationen, wozu auch die Basisflächen und das normale hexagonale Prisma ∞R kommen, selten Skalenoëder, wie R3. Die Krystallflächen sind häufig concav und convex gekrümmt, die Rhomboëder R meist am besten ausgebildet, häufig rauh und drusig durch homologe Verwachsung vieler kleiner Krystalle zu grösseren. Auch Zwillinge kommen vor, wie nach $\frac{1}{2}$R' und bei tafelartiger Bildung auch solche, deren Verwachsungsfläche die Basis ist. Die Krystalle sind oft gruppirt, radial, garbenförmig, und die Gruppen gehen in kugelige, traubige, nierenförmige Gestalten über. Er findet sich auch stenglig bis fasrig, besonders als Ausfüllung von Spalten und Klüften. Selten ist er oolithisch ausgebildet, wie zu Zepce in Bosnien und Rakovác in Slavonien.

Massenhaft ist das Vorkommen des krystallinisch-körnigen Dolomit als Ge-

steinsart, wie in Tyrol, in der Schweiz und der schwäbischen Alp, welches dem Marmor entspricht, im Allgemeinen aber ist derselbe klein- bis feinkörnig, übergehend in dichten, wozu auch der kieselhaltige Gurhofian von Gurhof, Els und Karlstätten in Oesterreich und der kieselhaltige Konit von Frankenhain am Fusse des Meissner in Hessen gehört. Der krystallinisch-körnige ist oft drusigkörnig, zellig bis löcherig oder porös, bisweilen auch locker-körnig, durch dessen Zerfallen sogen. Dolomitsand gebildet wird.

Der Dolomit ist vollkommen bis deutlich parallel der Grundgestalt spaltbar, bisweilen sind die Spaltungsflächen gekrümmt. Im Bruche ist er muschlig, uneben bis splittrig. Der vollkommen reine ist weiss oder farblos, wenn er durchsichtig ist, gewöhnlich wenig gefärbt, grau, gelb bis braun (sogen. Braunspath), roth, grün und schwarz, durchsichtig bis undurchsichtig, glasglänzend, oft auch perlmutterartig glänzend (daher der Name Perlspath) oder wachsartig, schimmernd bis matt. Das Pulver ist weiss oder blass gefärbt. Die Härte ist = 3,5—4,5, also entschieden höher als bei Calcit, desgleichen auch das spec. Gew. = 2,8—3,0.

Er wird durch die Formel Ca, $MgO \cdot CO_2$ bezeichnet, um auszudrücken, dass die beiden wesentlichen Basen in ihrem gegenseitigen Verhältnisse wechseln. Manche Dolomite ergaben das Verhältniss $CaO \cdot CO_2 + MgO \cdot CO_2$ und werden als Normal-Dolomit bezeichnet. Sie enthalten 54,3 % kohlensaure Kalkerde und 45,7 kohlensaure Magnesia oder 30,4 % Kalkerde, 21,8 Magnesia, 47,8 Kohlensäure. Andere Dolomite und zwar die grosse Mehrzahl der Vorkommnisse schwanken innerhalb gewisser Grenzen, welche gegen den Calcit hin mit 43,75 % Kalkerde, 10,42 Magnesia und 44,83 Kohlensäure, gegen den Magnesit mit 15,91 % Kalkerde, 34,09 Magnesia und 50,0 Kohlensäure fixirt werden können. Ausser den beiden wesentlichen Basen Kalkerde und Magnesia enthalten die Dolomite sehr häufig als stellvertretend noch Eisenoxydul, auch Manganoxydul, durch deren Anwesenheit, besonders des Eisenoxydul in Folge von Veränderung des Eisenoxydul carbonates und Bildung von Eisenoxydhydrat oder durch Anwesenheit desselben als Beimengung die Dolomite gelb bis braun gefärbt vorkommen (daher Braunspath genannt).

Der Dolomit ist in kalter verdünnter Salzsäure schwach brausend langsam löslich, rascher wenn die Säure erwärmt und das Mineral vorher pulverisirt worden ist. Aus der Lösung wird durch Zusatz von Schwefelsäure sichtlich Gyps als Niederschlag gefällt und nach Entfernung desselben durch Filtriren giebt ein Zusatz von phosphorsaurem Natron unter Beifügung von Ammoniak einen krystallinischen weissen Niederschlag von phosphorsaurer Ammoniak-Magnesia. Vor dem Löthrohre erhitzt ist er unschmelzbar und brennt sich kaustisch. Das Pulver auf Platinblech erhitzt zeigt einige Vergrösserung seines Volumens.

Er findet sich häufig, als krystallinisch-körniger Gebirgsmassen bildend, für den krystallisirten sind als Fundorte beispielsweise zu nennen: Campo longo bei Dazio grande im Canton Tessin in der Schweiz, der Brenner und Greiner in Tyrol, Traversella in Piemont, Schweinsdorf bei Dresden, Freiberg in Sachsen, Joachimsthal, Przibram und Koloseruk in Böhmen, Schemnitz in Ungarn, Kapnik in Siebenbürgen, Hall in Tyrol, Kittelsthal bei Eisenach in Thüringen, Compostella und Cabo de Gata in Spanien, Miemo in Toscana u. a. m.

4. Der Magnesit, $MgO \cdot CO_2$ mit 47,6 % Magnesia und 52,4 Kohlensäure, gewöhnlich, namentlich der krystallisirte und krystallinische etwas FeO enthaltend (z. Th. Breunnerit genannt), oder CaO, MnO oder Beimengungen, bisweilen Kieselsäure (sogen. Kieselmagnesit) findet sich krystallisirt, hexagonal rhombo-

edrisch, die Krystalle auf- und eingewachsen; die gewöhnlichste Gestalt ist das als Grundgestalt gewählte Rhomboeder R mit dem Endkantenwinkel = 107°28', selten ist er prismatisch R ∞ · 0R. Meist krystallinisch-körnig, ähnlich Marmor als Gesteinsart vorkommend, auch eingesprengt, krystallinisch-stenglig bis fasrig, oft dicht, bisweilen erdig. Er ist vollkommen spaltbar parallel R, weiss, bisweilen farblos, gelblichweiss bis ochergelb, graulichweiss bis dunkelgrau, glasglänzend bis matt, durchsichtig bis undurchsichtig, wenig spröde, hat Härte = 3,5—4,5 und spec. Gew. = 2,85 —3,1. In erwärmter Salzsäure ist er als Pulver mit Brausen auflöslich. Vor dem Löthrohre ist er unschmelzbar, leuchtend, wird grau bis schwarz in Folge von Eisen und Mangangehalt, der durch Borax oder Soda erkenntlich wird. Mit Kobaltsolution befeuchtet und geglüht wird er, wenn er rein ist, namentlich der dichte blassroth.

Man findet bisweilen den Magnesit in dem Sinne getrennt, dass der krystallisirte und krystallinische als Magnesitspath wegen der Spaltbarkeit, auch Talkspath wegen des wesentlichen Gehaltes an Talkerde (Magnesia) genannt wird, wie der vom St. Gotthard in Talk eingewachsene, der am Greiner, im Ziller-Pfitsch- und Ultenthale in Tyrol, von Vermont in Nord-Amerika, von Snarum in Norwegen, von Bruck, Flachau, Mariazell, aus dem Tragösthale u. a. O. in Steiermark. Im Gegensatz zu diesem wird der dichte bis erdige, wie die Vorkommnisse von Baumgarten und Frankenstein in Schlesien, von Hrubschitz in Mähren, von Kraubat in Steiermark und von Baldissero in Piemont ausschliesslich Magnesit genannt, welche Unterscheidung und verschiedene Benennung den Namen Kalkspath und Kalkstein des Calcit entspricht. Die letzteren besonders, weil sie sehr rein sind, werden zur Darstellung von Bittersalz und Kohlensäure benützt, zur Bereitung Kohlensäure enthaltender Wasser, bei der Porzellanbereitung und neuerdings in Steiermark zur Fabrikation feuerbeständiger Ziegel.

5. Der Siderit, von dem grieschischen Worte *sideros* Eisen, oder Eisenspath wegen des wesentlichen Gehaltes an Eisenoxydul benannt, ist ein besonders zur Darstellung von Eisen und Stahl benütztes Mineral, wenn es in grossen Massen vorkommt, die auch Spatheisenstein genannt werden. Derselbe findet sich oft krystallisirt, in Drusenräumen, Nestern und Klüften aufgewachsen, hexagonal, rhomboëdrisch, gewöhnlich in Form der Grundgestalt, des stumpfen Rhomboëders R mit dem Endkantenwinkel = 107°. Die Krystalle zeigen auch bisweilen andere Gestalten, wie ½R', 2R', die hexagonalen Prismen ∞R und R∞ mit den Basisflächen 0R, das Skalenoeder R3 u. a. Die Flächen sind oft, wie bei dem Dolomit concav und convex, sattelförmig gekrümmt, bis linsenförmig, bisweilen finden sich kugel- bis nierenförmige und traubige Gestalten (Sphärosiderit), die im Inneren stenglig bis radialfasrig sind. Er bildet als krystallinisch-körniger Siderit mit wechselnder Grösse des Kornes derbe Massen, die als Gesteinsart vorkommen, bis ins Dichte übergehen, mit Thon gemengt den thonigen Siderit (Pelosiderit) bildend, der bisweilen rundliche oder ellipsoidische Massen, auch ausgedehnte Lagen bildet.

Der Siderit ist vollkommen spaltbar parallel R, spröde, hat Härte = 3,5—4,5 und das spec. Gew. = 3,7—3,9, wodurch er sich wesentlich von den vorher beschriebenen Arten unterscheidet, ist gewöhnlich gelblichgrau bis gelb und braun, während er ursprünglich weiss bis farblos ist, wie dies kleine in Bergkrystallen der Schweiz eingeschlossene Krystalle zeigen, welche so von allem Luft- und Wasserzutritt abgeschlossen keine Veränderung erlitten haben. Er hat Glas- bis Perlmutterglanz, ist mehr oder weniger durchscheinend bis undurchsichtig und hat weissen bis

gelblichweissen Strich. Er ist wesentlich $FeO \cdot CO_2$ mit 62,1 Eisenoxydul und 37,9 Kohlensäure, enthält häufig als stellvertretende Basen MnO, MgO und CaO oder Beimengungen, wie Thon und Kohlenstoff (der sogen. Kohleneisenstein). Vor dem Löthrohre ist er unschmelzbar, wird schwarz und magnetisch, reagirt mit Borax oder Phosphorsalz stark auf Eisen, mit Soda oft auf Mangan, ist in Säure mit Brausen auflöslich, leichter wenn die Säure erwärmt wird. Durch den Einfluss von Luft und Wasser wird er im Laufe der Zeit mehr oder weniger verändert, dunkler gefärbt bis schwarz, bisweilen roth, je nachdem sich Eisenoxydhydrat, Eisenoxyduloxyd oder Eisenoxyd bildet. So gehen Krystalle und krystallinische Massen allmählich in Brauneisenerz über und bilden Pseudomorphosen desselben nach Siderit.

Er findet sich ziemlich hänfig und bisweilen in grossen Massen, auf Lagern, in Gängen, Stöcken, Nestern und Spalten, der Sphärosiderit in Hohlräumen von Basalt und Dolerit, der dichte thonige Lager und rundliche Massen bildend, die nach der Form auch Sphärosiderit genannt wurden, doch von dem krystallinischen in Hohlräumen zu unterscheiden sind, wie bereits oben angegeben wurde. Als Fundorte sind beispielsweise Lobenstein in Reuss, Müsen in Westphalen, Eisenerz in Steiermark, Hüttenberg in Kärnthen, Freiberg in Sachsen, Neudorf und Clausthal am Harz, Dienten in Salzburg, Przibram, Horzowitz und Joachimsthal in Böhmen, Traversella in Piemont, Cornwall in England zu nennen.

Zwischen dem Siderit und Calcit steht der Ankerit (benannt nach dem steiermärkischen Professor Anker) oder Eisenkalk, welcher im Allgemeinen dem Siderit sehr ähnlich ist, etwas heller gefärbt ist, aber auch braun verwittert, in grossen krystallinisch-körnigen Massen ähnlich dem Siderit vorkommt, wie bei Admont und Eisenerz in Steiermark und am Rathhausberg in Salzburg. Er ist leichter als Siderit, hat das spec. Gew. = 2,9—3,1 und enthält wesentlich kohlensaures Eisenoxydul mit kohlensaurer Kalkerde in wechselnden Verhältnissen, oft auch etwas Magnesia und Manganoxydul. Vor dem Löthrohre zerknistert er heftig, ist unschmelzbar, wird schwarz und magnetisch, löst sich mit Brausen in Säure, schwieriger als Calcit, leichter als Dolomit und aus der Lösung in Salzsäure lässt sich durch Zusatz von Schwefelsäure Gyps fällen, die Anwesenheit der Kalkerde nachweisen.

In ähnlicher Weise steht zwischen Siderit und Magnesit der Mesitin, benannt von dem griechischen Worte »*mesites*« Vermittler, weil er ein Mittelglied zwischen Siderit und Magnesit bildet. Derselbe erscheint krystallisirt, die Grundgestalt, das Rhomboeder R mit dem Endkantenwinkel = 107° 14' darstellend, bei Traversella in Piemont und Werfen in Salzburg, krystallinisch grosskörnig und deutlich nach der Grundgestalt spaltbar, im Winkel ein wenig abweichend bei Flachau unweit Radstadt bei Salzburg. Das Aussehen ist das des gelben bis braunen Siderit oder Dolomit und das spec. Gew. = 3,3—3,55 unterscheidet ihn von beiden. Er enthält kohlensaure Magnesia und kohlensaures Eisenoxydul, der Formel Mg, $FeO \cdot CO_2$ entsprechend in wechselnden Verhältnissen, die es nicht nothwendig machen, ähnlich wie bei den Dolomiten dem Normal-Dolomit entsprechend, Vorkommnisse wie das von Flachau als eigene Species zu unterscheiden und Pistomesit zu nennen, von dem griechischen »*pistos*« zuverlässig und »*meson*« Mitte, und als das wirkliche Mittelglied zu trennen.

6. Der Rhodochrosit, benannt von dem griechischen Worte »*rhodochroos*« rosenfarbig, nach der oft vorkommenden rosenrothen Farbe, auch Manganspath genannt, gegenüber dem Namen Kalkspath in Bezug auf den wesent-

lichen Gehalt an Manganoxydul. Derselbe findet sich krystallisirt, hexagonal, rhomboëdrisch, nahe stehend dem Siderit, indem das häufig vorkommende Rhomboëder R, die Grundgestalt, den Endkantenwinkel im Mittel = 106° 56' angeben lässt. Andere Gestalten sind selten, wie $\frac{1}{2}$R', 0R, R ∞, R3. Die Krystalle in Drusenräumen aufgewachsen, wie die des Siderit, Mesitin und Dolomit oft mit gebogenen Flächen, bilden bisweilen halbkugelige Gruppen übergehend in kugelige, nierenförmige und traubige Gestalten, (daher Himbeerspath nach Form und Farbe genannt), welche im Inneren radial-stenglig bis fasrig sind. Ausserdem findet er sich in derben Massen, krystallinisch-körnig bis dicht. Die Spaltbarkeit parallel R ist deutlich, die Härte = 3,5—4,5, das spec. Gew. = 3,3 — 3,6. Er ist gewöhnlich roth gefärbt, rosenroth, himbeerroth, fleischroth, bräunlichroth, röthlichgrau bis weiss (durch Verwitterung braun bis schwarz), glas- bis perlmutterglänzend, mehr oder minder durchscheinend, und hat weisses oder röthlichweisses Strichpulver.

Er ist wesentlich $MnO \cdot CO_2$ mit 61,7 % Manganoxydul und 38,3 Kohlensäure, enthält als stellvertretende Basen auch FeO, CaO und MgO. Er ist in Säuren mit Brausen auflöslich, leichter in erwärmten; vor dem Löthrohre ist er unschmelzbar und zerknistert meist heftig, wird grünlich, grau oder schwarz, giebt mit Borax oder Phosphorsalz auf Platindraht in der Oxydationsflamme ein amethystfarbiges Glas, welches in der Reductionsflamme farblos wird; mit Soda auf Platinblech in der Oxydationsflamme geschmolzen wird die Sodaschlacke blaugrün.

Er ist ziemlich selten und findet sich bei Kapnik und Nagyag in Siebenbürgen, Freiberg in Sachsen, Felsöbanya in Ungarn, Horhausen in Nassau, Vieille in Frankreich, Ilefeld am Harz, Sargans in der Schweiz und einigen anderen Orten.

Als Mittelglied zwischen Rhodochrosit und Siderit ist der seltene Oligonit, benannt von dem griechischen »*oligos*« wenig, wegen der geringen Abweichung im Winkel der Grundgestalt und im spec. Gew. von Siderit, von Ehrenfriedersdorf in Sachsen zu nennen, dem sich ein kleinkugeliges Vorkommen von Felsöbanya und Kapnik in Ungarn anschliesst. Als Mittelglied zwischen Calcit und Rhodochrosit ist der krystallinische Röpperit, benannt nach dem amerikanischen Mineralogen Ropper, der ihn zuerst vor Kurzem bekannt machte, von Stirling in Sussex County in New Jersey ein interessantes Vorkommen.

Bei der chemischen Verwandtschaft des Kobalt mit Eisen ist auch anzuführen, dass bei Schneeberg in Sachsen ein Kobaltspath genanntes Mineral gefunden wurde, welches wesentlich $CoO \cdot CO_2$ ist, kugelige Gebilde darstellend (darnach auch Sphärocobaltit genannt), welche im Inneren radial stenglig sind und an der Oberfläche Rhomboeder erkennen lassen.

7. Der Smithsonit (benannt nach dem englischen Chemiker Smithson) oder Zinkspath (analog den Namen Kalk-, Eisen-, Manganspath), ein wegen des Zinkgehaltes bei seinem Vorkommen in grossen Massen sehr wichtiges und geschätztes Mineral, krystallisirt hexagonal, rhomboëdrisch und hat als Grundgestalt ein stumpfes Rhomboëder R mit dem Endkantenwinkel = 107° 40'. Die in Drusenräumen, Nestern, Klüften und Gängen aufgewachsenen Krystalle sind gewöhnlich klein bis sehr klein, arm an Flächen und zeigen oft die Gestalten R, 4R und R3, auch kennt man 0R, $\frac{1}{2}$R', 2R' und R ∞. Ausser krystallisirt bildet er nierenförmige, traubige, kugelige und andere stalaktitische Gestalten, welche im Inneren radialstenglig bis fasrig sind, auch bisweilen krummschalige, der

äusseren Form entsprechende Absonderung zeigen. Meist findet er sich derb, krystallinisch, klein- bis feinkörnig, bis dicht, zellig und löcherig. Er ist deutlich spaltbar parallel R.

Er ist weiss bis farblos, meist gefärbt, grau, gelb, braun, roth, grün, hat Glas- bis Perlmutterglanz, ist oft matt, durchscheinend bis undurchsichtig, sprode, hat weissen Strich, Härte = 5, spec. Gew. = 4,1 — 4,5. Als kohlensaures Zinkoxyd entspricht er der Formel $ZnO \cdot CO_2$ mit 64,8 § Zinkoxyd und 35,2 Kohlensäure und enthält meist als stellvertretende Basen noch Eisenoxydul, Manganoxydul, Kalkerde oder Magnesia, oft fremdartige Beimengungen, besonders in den derben mikrokrystallischen bis dichten Massen Eisenoxydhydrat, wodurch er gelb bis braun gefärbt erscheint. Mit Säuren ist er leicht mit Brausen auflöslich, auch in Kalilauge, aber ohne Brausen. Vor dem Löthrohre erhitzt ist er unschmelzbar, verliert die Kohlensäure, giebt auf der Kohle einen heiss gelben, nach dem Erkalten weissen Beschlag von Zinkoxyd, wird mit Kobaltsolution befeuchtet und geglüht grün, den Zinkgehalt dadurch anzeigend.

Er findet sich auf Gängen und Lagern, nicht häufig, stellenweise aber sehr reichlich, in welchem Falle er zur Zinkgewinnung ausgebeutet wird und führt den Namen Galmei, welcher jedoch auch auf andere zur Zinkgewinnung dienende Vorkommnisse, wie auf das kieselsaure Zinkoxyd ausgedehnt wird, weshalb man dann den Smithsonit als Kohlengalmei gegenüber dem Kieselgalmei unterscheidet. Als bemerkenswerthe Fundorte sind der Altenberg bei Aachen, Tarnowitz in Oberschlesien, Chessy bei Lyon in Frankreich, Wiesloch in Baden, Dognaczka und Rezbanya im Banat in Oesterreich, Nertschinsk in Sibirien, Mendip und Matlock in England, Temesvar in Ungarn, Reibel und Bleiberg in Kärnthen zu nennen.

Als Mittelglied zwischen Smithsonit und Siderit ist der Kapnit anzuführen, sowie auch gewisse manganhaltige Vorkommnisse auf ein Mittelglied zwischen Smithsonit und Rhodochrosit hinweisen.

Wenn sich so an den rhomboëdrisch krystallisirenden Calcit eine Reihe von Vorkommnissen anschliesst, welche dieselbe Krystallisation, nur mit gewissen Winkeldifferenzen in der Grundgestalt zeigen, so wäre zu erwarten, dass auch die zweite Modification der kohlensauren Kalkerde, der Aragonit, in den Verbindungen der Kohlensäure mit Basen RO nach der Formel $RO \cdot CO_2$ verwandte Species aufweise. Dies ist in der That der Fall, aber in gleichem Maasse, wie der Aragonit gegenüber dem Calcit viel seltener auftritt, zeigen sich auch seltener der Formel $RO \cdot CO_2$ entsprechende Verbindungen orthorhombisch krystallisirt. In dieser Richtung sind es vorwaltend nur die Basen Baryterde, BaO, Strontia SrO, und Bleioxyd PbO, welche in Verbindung mit Kohlensäure orthorhombisch krystallisirende Species ergeben.

8. Der Witherit, benannt zu Ehren des Engländers Dr. Withering, die Verbindung der Baryterde mit Kohlensäure $BaO \cdot CO_2$ mit 77,66 § Baryterde und 22,34 Kohlensäure krystallisirt orthorhombisch, isomorph mit Aragonit, selten Krystalle bildend, welche gewöhnlich scheinbar hexagonale Pyramiden (ähnlich Fig. 1 auf pag. 110) darstellen. Dieselben werden als Combination der orthorhombischen Pyramide P mit dem Längsdoma $2\breve{P}\infty$, auch mit den Basisflächen verbunden gedeutet, sind aber nach anderer Auffassung Drillinge oder Sechslinge. Gewöhnlich bildet er kugelige, traubige oder nierenförmige Gestalten mit drusiger Oberfläche, welche im Inneren radialstenglig bis fasrig sind, auch findet er sich derb mit krystallinisch-körniger Absonderung. Die deutlichen Spaltungsflächen

entsprechen einem dem Aragonit verwandten Prisma ∞ P mit 118° 30', während auch undeutliche Spaltungsflächen nach den Längsflächen und dem Längsdoma 2 P $\breve{\infty}$ vorkommen sollen. Er ist weiss bis farblos, meist hell graulich oder gelblich und grünlich gefärbt, glasartig glänzend bis schimmernd, mehr oder weniger durchscheinend, hat die Härte = 3,0—3,5 und das spec. Gew. = 4,2—4,3, wodurch er sich wesentlich vom Aragonit unterscheidet. Vor dem Löthrohre erhitzt schmilzt er zu einem klaren Glase, welches nach der Abkühlung emaillartig wird und färbt die Löthrohrflamme gelblichgrün. Mit Soda auf Platinblech schmilzt er zu einer klaren Masse; auf Kohle kommt er nach einiger Zeit zum Kochen, wird kaustisch (durch Verlust der Kohlensäure) und verhält sich dann wie reine Baryterde. In Säuren ist er mit Brausen auflöslich.

Als Fundorte dieses seltenen Minerals sind Alston in Cumberland, Anglesark in Lancashire, Fallowfield und Hexham in Northumberland in England, Leogang in Salzburg und Peggau in Steiermark anzuführen.

Bei diesem Isomorphiosmus mit Aragonit ist es von Interesse, dass auch eine Mittelspecies zwischen Aragonit und Witherit vorgekommen ist, der sogen. Alstonit von Bromley-Hill bei Alston in Cumberland und von Fallowfield bei Hexham in Northumberland, welche der Formel $CaO \cdot CO_2 + BaO \cdot CO_2$ entspricht. Ihre Krystalle sind ähnlich denen des Witherit, scheinbar hexagonal und spaltbar parallel dem Prisma ∞ P und den Längsflächen ∞ P $\breve{\infty}$, dürften jedoch auch durch Zwillings- beziehungsweise Drillingsbildung erzeugt sein. Er ist weiss bis graulichweiss, schwach wachsglänzend, durchscheinend, hat Härte = 4,0—4,5 und spec. Gew. = 3,65—3,76.

Um so anffallender ist das Vorkommen derselben Verbindung mit klinorhombischer Krystallisation, von Alston in Cumberland und Langban in Schweden, welches Barytocalcit genannt wurde. Derselbe bildet ein klinorhombisches Prisma ∞ P mit dem klinodiagonalen Kantenwinkel = 84° 52', combinirt mit einer Hemipyramide P' und dem hinteren Querhemidoma P' $\bar{\infty}$ und anderen untergeordneten Flächen. Die Hemipyramide hat den klinodiagonalen Endkantenwinkel = 106° 54' und das Querhemidoma, welches die klinodiagonalen Endkanten von P' gerade abstumpft, ist gegen die Hauptachse unter 61° geneigt. Er ist nach der Hemipyramide deutlich spaltbar, weniger deutlich nach dem Querhemidoma; gelblichweiss, glasglänzend, durchscheinend, hat Härte = 4,0 und spec. Gew. = 3,63—3,66.

9. Der Strontianit, benannt nach dem Vorkommen bei Strontian in Schottland, woher auch die in ihm enthaltene Basis, die Strontia oder Strontianerde ihren Namen erhalten hat. Derselbe ist eine Verbindung der Strontianerde, der Strontia, des Strontiumoxydes SrO mit Kohlensäure, entsprechend der Formel $SrO \cdot CO_2$ mit 70,2 Strontia und 29,8 Kohlensäure. Er krystallisirt orthorhombisch, isomorph mit Aragonit; die vorherrschend prismatisch ausgebildeten Krystalle bilden die Combination des orthorhombischen Prisma ∞ P 117° 19' mit den Basisflächen, dem Längsdoma P $\breve{\infty}$ mit dem Endkantenwinkel = 108° 12', der Pyramide P und anderen Gestalten. Sie bilden Zwillinge nach ∞ P wie der Aragonit, sind nadelförmig und spiessig wie dieser und zu büschelförmigen Gruppen verwachsen. Auch bildet er derbe Massen mit dick- oder dünnstengliger bis fasriger oder mit körniger Absonderung. Er ist unvollkommen spaltbar parallel dem Prisma ∞ P und dem Längsdoma 2 P $\breve{\infty}$, hat Härte = 3 und spec. Gew. = 3,6—3,8. Er ist weiss bis farblos (selten), gewöhnlich etwas gefärbt, meist hell, grau, blassgelb, blassgelblichgrün, hat Glasglanz, auf den

Bruchflächen bis wachsartigen, ist mehr oder minder durchscheinend bis durchsichtig (die kleinen farblosen Krystalle).

V. d. L. schmilzt er schwierig an den Spitzen oder Kanten, zu blumenkohlähnlichen Formen anschwellend, leuchtet stark und färbt die Löthrohrflamme intensiv karminroth. In Säuren ist er leicht mit Brausen auflöslich; wird die salzsaure Lösung eingedampft und der Rückstand mit Alkohol übergossen, so brennt dieser mit karminrother Flamme. — Das seltene Mineral, welches meist etwas Kalkerde als stellvertretende Basis enthält, wird bisweilen zur Darstellung der Strontia und ihrer Salze verwendet. Als Fundorte sind beispielsweise Strontian in Schottland, Leogang in Salzburg, Bräunsdorf bei Freiberg in Sachsen, Clausthal am Harz und Hamm in Westphalen zu nennen; an dem letzteren Orte bildet er Gänge in Kreidemergel.

Magnesia, Eisenoxydul und Manganoxydul bilden mit Kohlensäure bis jetzt keine orthorhombischen Species, können aber als solche noch gefunden werden und in Betreff des Manganoxydul ist nur des Manganocalcit von Schemnitz in Ungarn zu gedenken, welcher fleischrothe bis röthlichweisse nierenförmige bis traubige Gestalten mit rauher oder drusiger Oberfläche bildet, im Inneren radialstenglig bis fasrig ist und Spaltungsflächen wie bei Aragonit erkennen liess. Er enthält vorwaltend kohlensaures Manganoxydul mit erheblicher Menge von Kalkerdecarbonat oder Magnesiacarbonat.

10. Der Cerussit, dessen Name von dem lateinischen Namen *cerussa* des bekannten Bleiweiss wegen der qualitativ gleichen Zusammensetzung entlehnt wurde, ist $PbO \cdot CO_2$ mit 83,6 % Bleioxyd und 16,4 Kohlensäure. Er ist auch isomorph mit Aragonit und zeichnet sich durch seine bisweilen sehr schönen Krystalle aus. Dieselben sind z. Th. flächenreich, pyramidal, prismatisch, domatisch oder tafelartig ausgebildet. Die als Grundgestalt gewählte Pyramide P (deren Endkantenwinkel = 130°0' und 92°19', deren Seitenkantenwinkel = 108°28' sind) bildet in Verbindung mit dem Längsdoma 2P$\breve{\infty}$ (Fig. 1) scheinbar hexagonale Pyramiden, wozu auch noch das Prisma ∞ P (117°14') und die Längsflächen treten (Fig. 2), die Aehnlichkeit mit hexagonalen Krystallen vermehrend, (Min 21—23.)

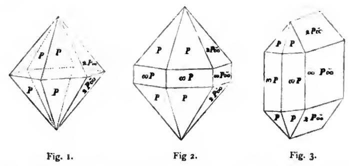


Fig. 1. Fig 2. Fig. 3.

während dieselben Gestalten als Träger von Combinationen auch prismatische Krystalle (Fig. 3) und durch Ausdehnung in der Richtung der Längsachse oder der Längsflächen und bei Verkürzung in der Richtung der Hauptachse domatische Krystalle bilden. Ausser den genannten Gestalten finden sich in den Combinationen noch manche andere, wie die Längsdomen P$\breve{\infty}$ (mit der Endkante = 108°16') ½P$\breve{\infty}$, 4P$\breve{\infty}$, die Basisfläche oP, die Querflächen, das Prisma ∞P$\breve{3}$ u. a. m.

Der Cerussit ist wie der Aragonit auch zur Zwillingsbildung geneigt und die Krystalle nach demselben Gesetze verwachsen bilden sowohl Berührungs- als auch Durchkreuzungszwillinge, Drillinge und mehrfache Wiederholung. Ausser deutlich krystallisirt bildet er besonders Krystallstengel, Spiesse, Nadeln und Aggregate mit stengliger, schaliger oder körniger Absonderung. Bisweilen ist er dicht oder erdig, selten stalaktitisch. Die Spaltungsflächen sind ziemlich deutlich parallel dem Prisma ∞P und dem Längsdoma $2 P \breve{\infty}$. Der Bruch ist muschlig bis uneben.

Der Cerussit ist farblos bis weiss (deshalb auch Weissbleierz genannt, zum Unterschiede von anderen wesentlich Bleioxyd enthaltenden Mineralen), grau bis schwarz (Schwarzbleierz), braun, gelb, selten roth, grün oder blau gefärbt durch Beimengungen verschiedener Art; durchsichtig bis undurchsichtig, hat diamantartigen Glanz oder Wachsglanz, weissen Strich, Härte = 3,0—3,5 und spec. Gew. = 6,4—6,6. Er ist in Salpetersäure löslich mit Brausen, zerknistert vor dem Löthrohre erhitzt, weniger oder nicht der dichte und erdige, wird gelb und schmilzt leicht auf Kohle, sich zu Blei reducirend und die Kohle gelb, in grösserer Entfernung von der Probe weiss beschlagend.

Er kommt ziemlich häufig vor, auf Gängen und Lagern, oft in Begleitung von Galenit, PbS, durch dessen Zersetzung er meist gebildet erscheint und sich noch bildet, schön krystallisirt bei Przibram, Mies und Bleistadt in Böhmen, Bleiberg in Kärnthen, Johanngeorgenstadt in Sachsen, Zellerfeld und Clausthal am Harz, Badenweiler in Baden, Braubach und Ems in Nassau, sonst noch bei Tarnowitz in Oberschlesien, Leadhills in Schottland, Poullaouen in Frankreich, Nertschinsk in Sibirien, Beresowsk am Ural, am Altai, bei Kirlibaba in der Bukowina u. s. w. Der dichte und erdige (Bleierde genannt) bei Kall in der Eifel, Nertschinsk in Sibirien, Phönixville in Pennsylvanien, Monteponi in Sardinien. Er wird, wenn er reichlich vorkommt, zur Gewinnung von Blei benützt.

Ausser den wasserfreien Carbonaten finden sich auch wasserhaltige, z. Th. mit den angeführten, z. Th. mit anderen Basen. Einige dieser wasserhaltigen Carbonate sind reichlich vorkommende Mineralarten, welche an anderen Orten besprochen werden sollen, wie die Natron-Verbindungen bei den Salzen, die Kupferoxyd-Verbindungen bei den Malachiten. Andere sind selten und ohne grosse Bedeutung, wie der Hydromagnesit (Magnesia-Verbindung), der Texasit (Nickel-Verbindung), Bismutit (Wismuth-Verbindung), Lanthanit (Lanthan-Verbindung) Parisit (Cer-Verbindung) und der Hydrozinkit (Zink-Verbindung) nach der Formel $2(H_2O \cdot ZnO) + ZnO \cdot CO_2$, welcher ausser anderen minder wichtigen Fundorten reichlich bei Cumillas und Udlas in der Provinz Santander in Spanien vorkommt, stalaktitisch mit radialfaseriger Absonderung, dicht bis erdig in ansehnlichen derben Massen, eingesprengt und als Ueberzug.

Carbonisches System

von

Dr. Friedrich Rolle.

Auf die obersten Schichten des devonischen Systems (namentlich die Cypridinenschiefer, Clymenienkalke u. s. w.) folgt eine Schichtenreihe, die gewöhnlich durch mehr oder minder mächtige, oft in überraschendem Reichthum über einander folgende Steinkohlenlager ausgezeichnet ist und in ihren Fossil-Einschlüssen überhaupt eine reichliche Vertretung des Land- und Luftlebens zeigt. Dies ist

das Steinkohlensystem oder carbonische System, Hauptsteinkohlengebirge *(Etage carbonifèrien)*.

Die Gesteine dieses Systems bestehen, gleichwie die der vorausgegangenen silurischen und devonischen Ablagerungen, theils aus Sandsteinen, Conglomeraten und Schieferthonen, theils aus Kalksteinen, welche letzteren oft auch zu Dolomit umgewandelt erscheinen (Kohlenkalk oder Bergkalk.) In manchen Gebieten wird diese Schichtenfolge mehrere tausend Meter mächtig. In ihrem Hangenden folgt das permische System oder die Dyas, in Nord- und Mittel-Deutschland zunächst das Rothliegende.

Die Steinkohlenformation trägt ihren Namen nach dem fast über alle Theile der Erdoberfläche nachgewiesenen Auftreten zahlreicher zum Theil mächtiger und weit ausgedehnter Lager oder Flötze von Steinkohlen im Wechsel mit Sandsteinen und Schieferthonen. Allerdings kommen auch Steinkohlenflötze in manchen jüngeren Formationen, z. B. im Rothliegenden, in der Lettenkohle der Trias und im Wealden vor, aber ihre Mächtigkeit und Ausdehnung ist weit geringer. Dies beruht auf einer Reihe von Vorgängen in der Umgestaltung der Erdoberfläche, die in keiner anderen Epoche der Ausbildung unseres Planeten in demselben Grade ausgeprägt erscheinen, wiewohl sie in ähnlicher, aber schwächerer Weise vielleicht zu allen späteren Zeiten stattfanden. Diese Vorgänge bestanden in erster Linie in zahlreichen successiven Schwankungen der Erdrinde um das bleibende Niveau des Meeresspiegels. Ihre stärkere Ausprägung im Verlaufe der Steinkohlenepoche aber beruht auf besonderen Eigenthümlichkeiten der damaligen Festlandflora, die wir näher zu erörtern haben.

Die Ablagerungen der Steinkohlenepoche zeigen zunächst im Gegensatz zu denen der devonischen Formation eine mehrfache Wechsellagerung von Meeres- und Süsswasserabsätzen, eine Erscheinung, die in den uns bis jetzt bekannten devonischen Schichten nur in leichten Spuren angedeutet erscheint. Aber während der Steinkohlen-Epoche müssen zahlreich wiederholte, wie es scheint, meist sehr allmählige Hebungen und Senkungen auf weite Gebiete hin die Gestalt von Festland und See verändert haben. Diese Vorgänge sind nicht alle gleicher Weise ins Klare zu bringen, wir sehen aber öfter, dass an flachen Festlandküsten ein häufiger Wechsel zwischen seichter Meeresbedeckung und flachem morastigem Festlandgebiet statt hat. Das Festland scheint dabei mehr und mehr an Ausdehnung gewonnen, aber vorwiegend niedere wellige Flächen gebildet zu haben, welche die Entwicklung einer üppigen Sumpfflora begünstigten. Wir können vermuthen, dass im Continentalgebiete damals auch schon Gebirge vorhanden waren, wissen aber nichts Näheres von ihrer Gestaltung und ihrer Vegetationsdecke.

Die tiefere Region des Steinkohlensystems nehmen im Allgemeinen meerische Absätze ein, in der höheren Region erscheinen vorzugsweise Festland- und Süsswasser-Ablagerungen. Aber es tritt auch an anderen Orten das Umgekehrte ein, so dass wir annehmen müssen, dass Meer und Festland immer zugleich damals schichtenbildend wirkten. Wir haben also zunächst beide bald successiven, bald gleichzeitigen Gestaltungen der Schichtenbildung mit ihrer Fossil-Einschliessung ins Auge zu fassen.

Die Ablagerungen der Steinkohlenformation zerfallen, je nachdem sie aus dem Meere oder auf dem zwischen Hebung und Senkung schwankenden Festlande abgesetzt wurden, in zwei – bald in demselben Gebiet an Alter verschiedenen – bald aus der Vergleichung getrennter Gebiete als gleichzeitig sich herausstellenden

Schichten-Reihen, einerseits Meeresabsätze, andererseits limnische oder Festland- und Sumpf-Ablagerungen. Manche Theile der Erdoberfläche waren unter Meeresbedeckung, aus der sich nur eine Reihe meerischer Ablagerungen bildete, indem hier keine Hebung über den Meeresspiegel eintrat. So war es im grössten Theile des weit ausgedehnten Gebietes der Steinkohlenformation im europäischen Russland, auch in einem grossen Theile von Nord-Amerika. In anderen Theilen der Erdoberfläche wurden Meeresabsätze — Kohlenkalk und Culm — allmählich über den Meeresspiegel emporgehoben und zu niederem Festlande umgebildet, auf welchem dann limnische Schichten mit Kohlenflötzen abgelagert wurden. Letzteres ist in der Regel der Fall, wie in England, Belgien und Westphalen. Hier besteht darnach die Steinkohlenformation aus einer älteren vorwiegend meerischen Ablagerung — Kohlenkalk und Culm — und aus einer jüngeren vorwiegend limnischen Ablagerung, oder der eigentlichen in bergmännischer Hinsicht productiven Steinkohlenbildung.

Ueberhaupt tritt in der Steinkohlenformation weit bedeutender als im Silur und im Devon die Verschiedenheit von Gesteinsablagerungen mit organischen Einschlüssen nach der besonderen Art der Ablagerungs- und Lebensbedingungen in verschiedenen geographischen Gebieten in den Vordergrund.

Während in mehr oder minder tiefen oceanischen Gebieten sich kalkige Ablagerungen mit zahlreichen Rhizopoden, Korallen, Brachiopoden u. s. w. absetzten, die jetzt den Kohlenkalk darstellen, konnten gleichzeitig in flachen Meeresgebieten in der Nähe des Festlandes unter Mitwirkung einmündender Flüsse, die Sand und Schlamm zuführten, thonige und sandige Gesteine entstehen, die vorwiegend Acephalen einschliessen und jetzt die Culm-Schichten darstellen.

In der gleichen Zeit entstanden aber auch auf niederen morastigen Strecken des Festlandes — unter häufigen Oscillationen der Meereshöhe desselben — Sandsteine und Schieferthone mit Kohlenlagern. Diese schlossen dann neben zahlreichen Pflanzenresten auch limnische Conchylien, Süsswasserfische, land- und sumpfbewohnende Amphibien ein und stellen die limnische Facies mit der productiven Steinkohlenbildung dar.

Für alle Gegenden, in welchen das Steinkohlensystem zu unterst aus Meereskalk — Kohlenkalk — darüber aus Conglomeraten und Sandsteinen, zu oberst aus Sumpf-Absätzen mit Kohlenflötzen besteht — also einen grossen Theil von Europa, namentlich England, Belgien, Westphalen — und einen Theil von Nord-Amerika — bedeutet diese Reihenfolge eine zunehmende, wahrscheinlich meist allmähliche Hebung des Meeresgrundes, auf welchem sich anfänglich Kohlenkalk und Culm ablagerten — später Sand und Gerölle des Meeresstrandes absetzten — worauf sich dann in Oscillationen unter- und oberhalb des Meeresspiegels Absätze aus Sümpfen und Strandlagunen, wohl meistens in der Nähe der Meeresküsten bildeten.

Aber in anderen Gegenden nimmt die limnische Facies oder die productive Steinkohlenformation die ganze Reihenfolge der Absätze ein. So im Kohlenbecken von Saarbrücken. Die untere Schichtenreihe gehört hier der durch das zahlreiche Auftreten grosser Lepidodendren ausgezeichneten Zone an, die man als Aequivalent von Kohlenkalk und Culm anzunehmen Grund hat. In diesem Falle hat man zu schliessen, dass in örtlicher Ausdehnung durch die ganze Ablagerung der Steinkohlen-Folge ein unter successiven Oscillationen fortgehendes Einsinken des Bodens, auf dem die kohlenbildende Vegetation wuchs, statthatte.

Das Steinkohlengebirge ist — wenn auch nicht die einzige, doch bei weitem — die vorzüglichste Lagerstätte der Steinkohlen. Ihr Substrat waren meistentheils Gefässkryptogamen, besonders Sigillarien, Lepidodendren, Farnen und Calamiten. In anderen Lagern erscheinen viele Coniferen (Araucariten). Ihre ausserordentlich reiche Ablagerung in der carbonischen Epoche beruhte vorzugsweise auf der grossartigen Entwicklung einer in Festland-Sümpfen wuchernden und grosse Holzmassen anhäufenden Baum-Vegetation, wie sie weder in einer der späteren geologischen Epochen, noch irgendwo in der Jetztwelt sich wiederholt[1]).

Die Hauptrolle spielten dabei die Sigillarien, mächtige Bäume, deren weit ausstrahlenden Rhizome (kriechende Wurzelstöcke) oder die sogen. Stigmarien ein filzartig geschlossenes Netz in Sümpfen und Morästen bildeten — und analog den heutigen Torfmoosen *(Sphagnum*-Arten) mehr Cellulose aufsammelten, als gleichzeitig und nachfolgend durch die zersetzende Wirkung der Atmosphärilien u. s. w. aufgelöst oder verflüchtigt werden konnte. Das absterbende und zu Boden sinkende Pflanzen-Material häufte sich zu mächtigen Schichten. Senkungen des Bodens folgten dann, neue Lager von Sand und Schlamm wurden darüber während der Senkungszeit ausgebreitet und diese verlangsamten ihrerseits noch weiter den Zersetzungsprozess im vegetabilischen Lager.

Alle Steinkohlenflötze — oder soweit unsere Kenntniss reicht, wenigstens die überwiegende Mehrzahl derselben, sind an der Stelle entstanden, wo die Baumvegetation, aus deren Material sie hervorgingen, gewachsen ist. Erwiesen wird dies in zahlreichen Fällen erstens durch einzelne oberhalb der Kohlenflötze in Sand und Schlamm vergrabene aufrecht stehende Baumstämme, häufiger noch zweitens durch die Auflagerung der Kohlenflötze auf einer durch Wurzelfasern (Zasern oder Blattfibrillen) von Sigillarien-Rhizomen (oder Stigmarien) durchzogenen alten Dammerde-Schicht. Dies sind die sogen. Stigmarienthone, die ausser Sigillarien-Wurzelwerk selten andere Fossilreste liefern. Jeden Stigmarienthon überlagert ein Steinkohlenflötz. Ueber diesem Flötz folgt dann oft eine Sandstein-Schicht mit aufrechten Sigillarien-Stämmen. Die sandige Schicht entspricht dann einer Senkungsepoche. Die aufrecht stehenden Stämme sind meist solche von *Sigillaria* oder von *Lepidodendron*, selten von *Calamites*. Darnach pflegte wieder eine Hebungsepoche einzutreten, das nächste ist dann wieder die Ablagerung eines Stigmarien-Thones (d. h. Morastboden) und demnächst die eines Kohlenflötzes (d. h. einer Morastvegetation). Dieser Turnus wiederholt

[1]) Gewöhnlich nimmt man an, dass die Atmosphäre unseres Planeten durch die hochgesteigerte Massenhaftigkeit der Vegetation während der Steinkohlen-Epoche eine wesentliche Veränderung erfuhr und bis dahin reicher an Kohlensäure war, als sie heute erscheint. Man kann auch als sicher annehmen, dass der ganze Kohlenstoff-Gehalt der mächtigen Massen der Steinkohle vor der carbonischen Epoche sich in Form von Kohlensäure in der Atmosphäre befand, ja sogar dass der ganze Kohlensäuregehalt der verschiedenen älteren und jüngeren Kalkstein-Formationen aus derselben Quelle stammt. Indessen vermögen wir über den Zustand der Atmosphäre in den ältesten Epochen der Ausbildung unseres Planeten nur hypothetische Vorstellungen zu fassen (z. B. nach astronomischen Analogien) — und was die carbonische Epoche betrifft, so war der damalige Kohlensäuregehalt der Atmosphäre (wenn er auch um ein Beträchtliches grösser als jetzt angenommen werden darf) doch immer noch so gering, dass Insekten, Scorpione und luftathmende Amphibien bereits darin zu gedeihen vermochten. Ein Mehreres ist mit Bestimmtheit kaum noch zu ermitteln.

sich in vielen Kohlenrevieren zu mehreren Malen je nach der Zahl der Boden-Oscillationen, die das betreffende Gebiet erlitt. So kennt man in der Provinz Neu-Schottland *(Nova Scotia)* 76 aufeinander folgende Kohlenflötze, jedes mit einem Liegenden von Wurzel-Thon, häufig auch in der Hangendschicht mit aufrechten Baumstämmen. An der Küste der Fundy-Bay in Neu-Schottland hat man 18 durch Baumstämme bezeichnete Zonen oberhalb von je einem Kohlenflötz beobachtet.

Wenige Steinkohlenflötze mögen aus Baumstämmen entstanden sein, die Flüsse in Lagunen oder seichten Becken des Meeresstrandes ablagerten. Es ist wohl kein einziges sicheres Beispiel von wirklich mariner Steinkohle bekannt. Seetange können unter gewissen Umständen sich anhäufen, aber sie haben, soviel man weiss, keinen ersichtlichen Antheil an der Massenbildung der mächtigen Steinkohlenflötze genommen.

In der Folge ging in den Kohlenlagern eine Zersetzung vor sich, die Cellulose gab Kohlensäure, Wasser und Kohlenwasserstoff ab. Dazu kam die Zusammenpressung der Lager durch die darüber folgende Last jüngerer Schichten. Sie machte sich um so mehr geltend, als durch die entweichenden Gase ein Schwund in der Pflanzenmasse stattfand, der eine Abplattung des zurückbleibenden Materials begünstigte. Darüber ging die organische Form des vegetabilischen Materials mehr und mehr verloren und ist oft nur noch für mikroskopische Untersuchung in nachweisbarer Erhaltung vorhanden. Besser und oft überraschend gut erhielt sie sich in den die Steinkohlen begleitenden besonders im Hangenden der Flötze auftretenden feinerdigen Schieferthonen, deren Schichtenablösungen gewöhnlich dicht mit wohlerkennbaren Blättern, Stengeln und Rindenabdrücken bedeckt erscheinen.

Die Kohle ist theils echte Steinkohle, theils Anthracit. Die echte Steinkohle führt noch einen mehr oder minder grossen Bitumengehalt, der dann gewöhnlich durch die fortdauernde Zersetzung und Gasentweichung sich kundgiebt. Verhängnissvoll für den Bergbau ist namentlich die Entwicklung entzündlichen Kohlenwasserstoffgases in den Kohlengruben von England und Belgien (Schlagende Wetter). In anderen Kohlenlagern ist der Verkohlungsvorgang weiter vorgerückt. Das Bitumen ist zersetzt und abgedunstet. Dies bemerkt man besonders, wo die Lager nachträglich starke Störungen und Zerklüftungen erlitten haben. Die Kohle erscheint dann als Anthracit. Diese Umbildung der bituminösen Kohle zu Anthracit hat in grossem Maassstabe in den atlantischen Staaten von Nord-Amerika, namentlich in Pennsylvanien stattgefunden, ebenso auch in Steiermark (Turrach), im Canton Wallis u. a. a. O.

Die Steinkohle überhaupt ist eine stark umgewandelte mehr oder minder einem Minerale ähnlich gewordene Pflanzenmasse. Aber in allen Sorten, namentlich aber der noch mit einem gewissen Bitumengehalt versehenen und noch Gase entbindenden echten Steinkohle ergeben mikroskopische Untersuchungen nach einer oder der andern Methode noch die zellige Structur des holzigen Substrat's. Die bitumenreichste Sorte ist die Cannelkohle *(Candle-coal* oder Kerzenkohle der Engländer) von scheinbar dichter Masse und flachmuscheligem Bruch. Sie enthält 5% Wasserstoff und ist zufolge ihres starken Bitumengehalts leicht entzündlich. Sie ist besonders in England verbreitet. — Dawson fand in gewissen Cannelkohlen von Nord-Amerika zahlreiche Sporangien und Sporen, die er von *Lepidodendron* ableitet. Er nimmt an, dass die *Cannel-coal* besonders aus seichten Gewässern in der Nähe von *Lepidodendron*-Wäldern entstand, während die übrigen

Kohlensorten mehr aus verschlungener Morastvegetation hervorgingen und besonders von Sigillarien (nebst Stigmarien), Calamiten u. s. w. abstammen.

Fragen wir nach dem Fortschritt in der Organisation der Lebewelt der Steinkohlen-Epoche im Gegensatz zum Stande der Dinge in den vorhergegangenen Epochen, so wird zunächst eine mächtige Veränderung offenbar, welche nach Abschluss der Devon-Epoche das Land- und Luftleben nach seiner Ausbreitung erfahren hat, weiterhin aber macht sich auch ein Fortschritt im Auftreten neuer zu einer höheren Organisation gelangten Lebensformen der Continente bemerkbar. Weit weniger haben sich die Bewohner des Meeres geändert, wiewohl auch sie im Kohlenkalk meist andere Arten als im devonischen System darstellen.

Die im oberen Silur und im Devon erst spärlich und namentlich in meist geringer Individuen-Anhäufung vertretenen Gefäss-Kryptogamen wuchern nunmehr in einer während keiner anderen geologischen Epoche wieder erreichten Riesenhaftigkeit des Wuchses und Ueppigkeit der Vegetation in Morästen und feuchten Strecken des Binnenlandes. Sigillarien, Lepidodendren, Farnen und Calamiten überziehen in mächtigen Stämmen und dicht gedrängten Waldungen die Niederungen und Sümpfe, namentlich der Meeresküste entlang, aber auch wohl in abgelegenen Becken der Continente.

Coniferen treten auch schon in grossem Reichthum auf und mögen trocknere höher gelegene Strecken des Festlandes vorzugsweise überwaldet haben. Cycadeen und Monocotyledonen werden schon aufgeführt, unter ihnen ist namentlich die vielgedeutete Pflanzenform *Noeggerathia* hervorzuheben. Dicotyledonen fehlen noch. Zellen-Kryptogamen, z. B. Algen und moosartige Gewächse müssen in Fülle der Arten vorausgesetzt werden, ihre Substanz erhielt sich aber entweder gar nicht oder doch nicht in deutlichen Resten.

Gestützt auf die Fülle der Land- und Süsswasser-Vegetation treten nun auch die landbewohnenden und luftathmenden Thiere nebst Süsswasserbewohnern in überraschender Zahl der Familien und Ordnungen auf, wiewohl die Häufigkeit der individuellen Funde gewöhnlich meist gering bleibt.

Im Süsswasser zeigen sich die ersten Süsswassermuscheln, namentlich Arten der Gattung *Anthracosia*, den heutigen Unionen unserer Flüsse und Bäche verwandt. Mit ihnen erscheinen Süsswasserfische, meist den eckschuppigen Ganoiden angehörig, die damals, wie es scheint, aus dem Meere in Flüsse und Süsswasserseen aufstiegen. Mit ihnen und in manchen Schichten häufig erscheinen muscheltragende Phyllopoden, wie *Estheria* und *Leaia*, ferner zahlreiche kleine Ostracoden oder Cyproiden, auch wohl schon andere Süsswasserkrebse höherer Ordnung.

Dazu kommen eine Menge vereinzelter Funde von Scorpionen *(Cyclophthalmus* und *Microlabis)*, Tausendfüssern *(Xylobius)* Termiten, Schaben, Käfern u. s. w. Auch der erste Fund einer Landschnecke ist zu verzeichnen *(Pupa vetusta* Daws.).

Die Amphibien erscheinen in einer Reihe von Süsswasser und Land bewohnenden Formen, meist Ganocephalen, vielleicht auch schon Labyrinthodonten. Unter ihnen sind schon Baumbewohner, die muthmasslich schon auf Insekten Jagd machten. Vielleicht lebten in Flussmündungen auch schon luftathmende schwimmende Reptilien, aber man kennt von solchen bis jetzt noch nichts weiter als ein paar Wirbelkörper *(Eosaurus Acadianus* Marsh.)

Ueberhaupt war also die Fauna des Festlandes, der süssen Gewässer und der Strandsümpfe des Meeres schon in zahlreichen Familien und Ordnungen während der carbonischen Epoche vertreten. Namentlich hat Nord-Amerika reichliche

Beiträge geliefert. Fast mit jedem Jahr werden neue merkwürdige Funde zur Kenntniss gebracht. Die ersten Anfänge dieser carbonischen Binnen-Fauna mögen schon in die devonische Epoche fallen, sind uns aber nicht bekannt.

Das Meer der Steinkohlen-Epoche war ähnlich wie in der devonischen Zeit bevölkert, doch nehmen Gattungen hier Abschied, um anderen den Platz zu räumen und die Arten sind meistens andere geworden.

Foraminiferen erscheinen in lagerbildender Häufigkeit. Anthozoen in zahlreichen Gattungen, meist von den devonischen verschieden, erscheinen in Riff-Bauten angesammelt, meist sind es noch *Tetracorallia (Zoantharia rugosa)* und Favositiden (Tabulaten). Reichlich vertreten erscheinen die Crinoideen und Blastoideen. Ebenso die Brachiopoden, unter denen hier namentlich die Gattung *Productus* durch grosse Zahl der Arten in den Vordergrund tritt. Acephalen und Gastropoden des Meeres bieten im Allgemeinen wenig Auffallendes im Vergleich mit der devonischen Fauna. Durch zahlreiche Arten vertreten ist *Bellerophon*. Die Cephalopoden erscheinen als Nautilen, Orthoceren und Goniatiten. Im Erlöschen sind die Trilobiten und nur durch wenige Arten noch vertreten.

Häufig sind Zähne und Flossenstacheln von Knorpelfischen im Kohlenkalk, aber ihre systematische Stellung ist auch hier oft schwierig zu ermitteln. Hybodonten und Cestracionten sind in unverkennbaren Resten zu unterscheiden. Bei Pflasterzähnen wird oft die Deutung zwischen Cestracionten und Chimäroiden schwierig, ebenso die Frage, ob darunter schon Lurchfische anzunehmen sind. Dazu kommen wieder zahlreiche Flossenstacheln von sehr problematischer Deutung. Besser steht es mit den Ganoiden, von denen man viele Formen in mehr oder minder vollständig erhaltenen Skeletten kennt. Sie sind alle noch ungleichlappig geschwänzt. Fast verschwunden sind die gepanzerten Ganoiden, mächtig vertreten die Cycliferen und Rhombiferen, welche letztere (mit *Amblypterus, Rhabdolepis* und *Acanthodes)* auch in die Flüsse und Süsswasserseen aufstiegen. Amphibien wurden schon bei der Land- und Süsswasser-Fauna erwähnt. Aber das Meer der Steinkohlenepoche hat bis jetzt weder von Amphibien noch von Reptilien bestimmte Reste geliefert.

Für die silurische und die devonische Epoche nimmt man ein gleichmässig tropisches Klima für die ganze Erdoberfläche an, ebenso für die Steinkohlen-Epoche, aber für letztere erst liegen einigermassen reichlichere Ausgangspunkte der Abschätzung vor. Organisches Leben in wässerigem Mittel kann überhaupt nach Bronn's Zusammenstellung für gewisse Pflanzen schon bei 80° oder selbst 85°, für Thiere bei 75° C. begonnen haben. Sehen wir aber auch davon ab, so ergiebt sich jedenfalls für das carbonische Zeitalter noch ein entschieden heisses Klima.

Die Steinkohlen-Formation erscheint mit fast identer Flora und Fauna fast in allen Erdtheilen und unter allen zugänglichen Breitengraden. So im arktischen Gebiet — sowohl mit Kohlenkalk als mit produktiver Kohlenbildung — auf Spitzbergen, der Bären-Insel, *Novaja Semlja* u. s. w. Auch aus der Südspitze Amerikas kennt man Meeresthier-Reste der Steinkohlenformation, die theils ganz ident, theils nahezu ident mit denen der übrigen Gebiete sind. Die üppige Baumvegetation der Steinkohlen-Epoche, ihre Zusammensetzung aus riesenhaften Gefässkryptogamen, namentlich Lycopodiaceen, Sigillarien, Baumfarnen u. s. w. erweist zur Genüge ein feucht-heisses Klima. Seine Temperatur ist nicht bestimmt zu ermitteln, aber man schätzt sie jedenfalls zu über 20 und 25° C. Namentlich aber ist als sicher anzunehmen, dass dieses Klima Frost ausschloss.

Die Verbreitung der carbonischen Flora und ihrer Steinkohlenflötze über fast alle bekannten Breiten der Erdoberfläche — sowohl die Aequatorialzone als die arktische Zone — erweist zur Genüge, dass ein solches feuchtes heisses Klima sich in wesentlich gleichförmiger Weise über die ganze Erdoberfläche ausdehnte und dass die Erde noch keine merkliche polare Abkühlung erlitten hatte. Das Klima der Polarregionen kann damals nur unerheblich — wenn überhaupt — von der des Aequators verschieden gewesen sein.

Es erübrigt uns nun noch, einen Blick auf die stratigraphischen Unterabtheilungen der Steinkohlenformation zu werfen, deren oben schon gelegentlich gedacht wurde.

Die tiefere Abtheilung nehmen im Allgemeinen meerische Absätze ein. Dahin gehört namentlich der Kohlenkalk *(carboniferous limestone)* oder Bergkalk der Engländer *(mountain limestone)* mit reicher Fauna von Corallen, Foraminiferen, Crinoideen, Brachiopoden u. s. w. Er beherbergt niemals Steinkohlenflötze meerischen Ursprungs (d. h. aus Anhäufung blosser Meeresalgen entstanden). Dahin gehört ferner der Culm, meerische Absätze von Thon und Sand mit vorherrschenden Acephalen. Der Kohlenkalk oder Bergkalk bildet vorzugsweise die untere Abtheilung des Steinkohlengebirges, namentlich in England, Belgien, bei Aachen u. a. O. Es ist eine kalkige rein meerische Ablagerung, ausserordentlich reich an Meeresthier-Resten, besonders an Corallen *(Lithostrotion, Cyathaxonia* u. s. w.), Crinoideen *(Cyathocrinus, Actinorinus* u. s. w.), Blastoiden *(Pentremites)*, Brachiopoden (wie namentlich *Productus*-Arten), Cephalopoden (*Orthoceras, Goniatites* u. s. w.). An Fischzähnen ist er besonders in England und Irland reich. Dies ist eine rein marine Fauna theils von Corallenriffen, theils aus tieferen Meeresregionen, sehr analog dem Eifeler Kalk des devonischen Systems.

Den Kohlenkalk vertritt in manchen Gegenden, besonders in Nassau und Westphalen, in Schlesien u. s. w., der Culm mit dem Posidonomyenschiefer, vorwiegend schlammige und sandige Absätze, wie Thonschiefer, Kieselschiefer, Sandstein u. s. w. Der Culm ist reich an Meeresfauna, doch besteht diese vorzüglich aus Zweischalern *(Posidonomya Becheri)*, wozu auch einige Cephalopoden *(Goniatites sphaericus, Orthoceras striatulum)* kommen. Er entstand aus seichteren Meeresgebieten nahe dem Festlande und ist auch reich an Einschlüssen von Landpflanzen (z. B. *Calamites transitionis* und *Knorria imbricata)*. Der Culm enthält fast nie Korallen, noch Crinoideen, auch nur wenige Brachiopoden.

In manchen Gegenden beherbergt die Unterregion des carbonischen Systems auch schon Steinkohlenflötze. Die Kohlenmulde von Hainichen und Ebersdorf in Sachsen ist eine kohlenführende Ablagerung der subcarbonischen Zone. Sie besteht zu unterst aus Conglomeraten. Die obere Abtheilung sind Sandsteine und Schieferthone mit 5 Kohlenflötzen. Diese Mulde führt von Pflanzenresten besonders *Calamites transitionis, Sphenopteris distans, Sagenaria Veltheimiana, Knorria imbricata.*

Die Oberregion der Steinkohlenformation besteht in den meisten Gebieten vorwiegend aus Süsswasserabsätzen. Sandsteine und Schieferthone wechseln mit Steinkohlenflötzen und oft zu sehr wiederholten Malen, wobei das unmittelbare Liegende der Kohle sich gewöhnlich als Stigmarienthon d. h. als deutlicher bewurzelter Morastboden herausstellt. Die ganze Mächtigkeit der oberen kohlenführenden Region ist stellenweise noch sehr beträchtlich und die Kohlenflötze folgen darin zahlreich auf einander. In Westphalen zahlt man deren bis über 130. Bei Saarbrücken, wo die productive Steinkohlenbildung schon in der Unter-

region (Lycopodiaceen-Zone) anhebt, zählt man sogar über 230 Flötze mit einer gesammten Kohlenmächtigkeit von 127 Meter, wovon auf einzelne Flötze 2 bis 4 Meter kommen.

Diese limnische Facies der Oberregion des carbonischen Systems entstand theils in morastigen Festlandniederungen oder seichten Binnenbecken, theils in flachen Lagunen des Meeresstrandes und in letzterem Fall zeigt sich auch bisweilen noch eine Wechsellagerung mit Meeresabsätzen, die Goniatiten und andere Meeresbewohner beherbergen.

Dass das productive Kohlengebirge überhaupt aus ausgedehnten Binnenmorästen oder ausgesüssten Seestrandlagunen hervorging, erweisen einerseits die zahlreichen Land- und Sumpfpflanzen, deren Reste das Material der Kohle lieferten und für sich vereinzelt in den begleitenden Schieferthonen eingestreut liegen, andererseits der Mangel echter Meeresfossilien, an deren Stelle andere Fossilien wie *Anthracosia*, *Estheria*, *Leaia* u. s. w. auftreten, die sowohl an sich als noch mehr in ihrer Vergesellschaftung nur auf eine Süsswasser-Fauna bezogen werden können.

Den Gegensatz zwischen Meeres- u. Süsswasserablagerungen erläutert auch der Umstand, dass in mehreren Gegenden namentlich in Belgien (Lüttich) Westphalen (Ruhrgebiet) und Oberschlesien in der unteren Region der produktiven Steinkohlenformation nochmals einzelne Schichten mit Meeresfossilien namentlich Goniatiten erscheinen. Es geht daraus hervor, dass nach der Emporhebung der betreffenden Gebiete aus der Meeresbedeckung und der ersten Bildung von Land- und Süsswasserschichten mit Kohlenflötzen, auch noch vorübergehende Senkungen unter den Meeresspiegel statthatten, während die meisten späteren Oscillationen nur in geringeren Beträgen um den Meeresspiegel schwankten und wieder limnische Ablagerungen bedingten.

Es giebt aber auch Erdtheile, in welchen während der ganzen carbonischen Epoche die Meeresbedeckung anhielt und selbst bis in die permische Epoche ununterbrochen fortdauerte. Hier ist die ganze Reihe der Schichtenabsätze marin, Festlandhebungen fehlen, das productive Steinkohlengebirge einerseits, das Rothliegende andererseits sind durch meerische Kalkablagerungen vertreten. So ist es in einem Theile von Russland, auf Spitzbergen und in einem Theile von Nord-Amerika (namentlich in Kansas, Nebraska und Neu-Mexiko) der Fall. Hier ist die Oberregion des carbonischen Systems noch ein mariner Kohlenkalk und dieser verfliesst sogar nach oben — ohne irgend eine scharfe Trennung und unter allmählicher Aenderung der Meeresfauna — in permischen Meereskalk, der das Aequivalent des deutschen Rothliegenden und Zechsteins ist.

Nach dieser allgemeinen Erörterung des Steinkohlen- oder carbonischen Systems betrachten wir im Einzelnen die in demselben vertretenen Klassen und Ordnungen der pflanzlichen und der thierischen Lebewelt.

Die Tang-Flora des Meeres bietet nichts Bemerkenswerthes. Die Land-Flora erscheint grossartig entwickelt in Fülle der Individuen und allgemeiner Ueppigkeit der Vegetation, oft auch in der Riesenhaftigkeit des Wuchses. Sie trägt das Gepräge eines tropischen Klimas und erinnert namentlich an die heutige Vegetation feuchtwarmer Küstenniederungen und Delta-Inseln tropischer Regionen, z. B. des Ganges in Bengalen. Sie mag theils feuchte Flächen des Festlandes, theils seichte Binnenbecken, theils seichte Strandlagunen der Meeresküsten überwuchert haben. Das damalige Klima ist nicht mehr genau festzustellen, überschritt aber allem Anschein nach 20 oder 25° C. Auch nimmt man für die

damalige Zeit eine kohlensäurereichere Atmosphäre an, — letzteres eine einleuchtende aber gleichwohl nicht völlig erweisbare Hypothese. Sicherer ist, dass die Hauptmasse der Vegetation, welche die Steinkohlenflötze aufhäufte, an derselben Stelle emporwuchs, an der wir jetzt ihre umgewandelten und mehr oder minder stark mineralisirten Reste finden. Beweise davon geben die Liegendschichten (Stigmarien-Thone) der Kohlenflötze, die gewöhnlich von Wurzelwerk (besonders blattartigen Wurzel-Fibrillen) der die Steinkohle erzeugenden Baumvegetation, namentlich der Sigillarien, durchzogen sind. Zum weiteren Beweis dienen aufrechtstehende Baumstämme, ebenfalls meist von Sigillarien, die in vielen Kohlenrevieren häufig sind und die Kohlenflötze überragen.

Was die Ordnungen und Unterordnungen der carbonischen Flora betrifft, so sind es im Wesentlichen die Typen, die schon in der devonischen, ja theilweise schon in der obersilurischen Formation fossil gefunden werden. Der Hauptgegensatz besteht darin, dass die Landflora des devonischen Systems nur in spärlichen zerstreuten Funden auf unsere Zeit erhalten ist, während sie in der Steinkohlenformation — zufolge besonderer physisch-geographischer Bedingungen — in grosser Ueppigkeit vegetirte und in grossen Massen fossil erhalten wurde.

Fast die ganze fossil vorliegende carbonische Flora besteht noch aus Gefässkryptogamen und aus Ordnungen, die schon der devonischen angehörten. Die Hauptvertreter sind: Calamiten, den heutigen Equiseten mehr oder minder nahe verwandt *(Calamophyta)* nebst den ihnen zugezählten Asterophylliten, ferner Sigillarien, einer erloschenen, von den Botanikern sehr mannigfach gedeuteten Ordnung angehörig; Lycopodiaceen und Lepidodendren, die in den heutigen Bärlapp-Gewächsen in unansehnlicher Vertretung noch fortleben; endlich Farnen, namentlich Baumfarnen *(Filices, Geopterides)*, den baumartigen Formen der heutigen tropischen und subtropischen Gegenden nahe verwandt. Diese Gefässkryptogamen bildeten in der carbonischen Periode die Hauptmasse der Landvegetation.

Von landbewohnenden Zellen-Kryptogamen oder Thallophyten weiss man noch fast gar nichts. Sie mögen schon reichlich vertreten gewesen sein, ihre Reste fielen aber der Zersetzung und Auflösung anheim.

Die Phanerogamen sind in der Steinkohlenflora — wie schon in der vorausgegangenen devonischen — bestimmt und verhältnissmässig reichlich vertreten durch Coniferen (Araucariten). Man kennt von ihnen verkieselte Stämme und beblätterte Zweige (Walchien). Auch erscheinen sie in manchen Kohlenflötzen in Form von sogen. Faserkohle. Wahrscheinlich nahmen Nadelholzwaldungen die trockneren sandigen Gebiete und vielleicht auch die Gebirge der carbonischen Continente ein. Ausserdem war die phanerogamische Klasse in der Steinkohlenformation noch durch eine Anzahl zweifelhafter Pflanzenformen vertreten, die von den Botanikern bald den Cycadeen, bald den Monocotyledonen zugetheilt wurden. Dahin gehören namentlich die durch Stengel, Laubwerk und Blüthenstand vertretenen Nöggerathien und eine Anzahl nussartiger dreiklappiger Früchte *(Trigonocarpum)*, die man bald letzteren zutheilt, bald für Verwandte der Palmen nimmt. Reste von Pflanzen, die man mit grösserer Bestimmtheit auf Cycadeen oder auf Monocotyledonen bezieht, sind noch eine seltene Erscheinung. Dicotyledonen-Reste fehlen noch.

Die carbonische Flora war also ungeachtet aller üppigen und riesenhaften Vegetation doch in Bezug auf die Zahl der in ihr vertretenen Ordnungen, Familien und Gattungen des Pflanzenreiches noch sehr einförmig im Vergleich

zu der der späteren geologischen Perioden und der Jetztwelt. Man kennt bis jetzt etwas über 800 wohl bestimmte Pflanzenarten aus der Steinkohlenformation, wovon über 700 auf die Gefässkyptogamen kommen.

Rhizopoden oder Foraminiferen treten in der meerischen Schichtenfolge des Steinkohlensystems zum ersten Male in sicheren Gattungen und in felsbildender Häufigkeit auf. Im Kohlenkalk spielt die Gattung *Fusulina*, aus der Abtheilung der Helicostegier, mit spiral eingerolltem, meist in die Quere verlängertem, oft spindelförmigem Gehäuse, eine wichtige Rolle. Die Fusulinen treten oft in ungeheurer Zahl der Individuen auf und bilden namentlich den sogen. Fusulinen-Kalk in der oberen Region des Kohlenkalkes von Russland. Mit *Fusulina* zeigen sich auch die ersten Arten von *Textularia, Nodosaria* u. s. w.

Die Anthozoen des Kohlenkalkes tragen im Allgemeinen noch den Charakter der devonischen Korallen-Fauna. Die Artenzahl ist noch beiläufig gleich gross geblieben. Vorwiegend sind noch immer die *Tetracorallia (Zoantharia rugosa,* vom *typus tetrameralis)* und die Tabulaten.

Von letzteren zeichnet sich *Chaetetes radians* Fisch. durch grosse kugelige oder knollige Stöcke aus, die von langen, schmalen, polygonal-säulenförmigen Wohnzellen zusammengesetzt werden. Häufig im Kohlenkalk von Russland.

Michelinia Kon., ebenfalls eine Tabulate, bildet einen flachen, einer Bienenwabe nicht unähnlichen Stock, dessen Unterseite mit einem runzeligen Epithek bekleidet ist und wurzelartige Ausläufer absendet. Die Böden *(tabulae)* sind blasenförmig und unregelmässig. Die Septen nur in Form schwacher Streifen ausgebildet. Arten devonisch und im Kohlenkalk. *Michelinia favosa* Kon. findet sich sehr wohlerhalten im Kohlenkalk von Tournay.

Die Echinodermen bieten in der meerischen Fauna des Kohlenkalkes beiläufig noch dieselbe Entfaltung der Ordnungen wie in der devonischen Epoche.

Die Crinoideen sind im Kohlenkalk noch häufig und artenreich vertreten, namentlich durch die Gattungen *Cyathocrinus, Actinocrinus, Poteriocrinus, Platycrinus* u. s. w. fast alle der Abtheilung der getäfelten Crinoideen *(Crinoidea tessellata)* angehörend.

Die Blastoideen, ausgezeichnet durch fünf vom Munde ausstrahlende quer gestreifte Felder, die eine täuschende Aehnlichkeit mit den Ambulacren der Echiniden zeigen, erreichen im Kohlenkalk den Gipfel ihrer Entwickelung. Sie sind namentlich auch insofern sehr charakteristisch für die Meeresfauna des carbonischen Systems, als sie im permischen schon erloschen erscheinen.

Die Echiniden sind im Kohlenkalk wie im devonischen System nur durch Palechiniden vertreten, aber reichlicher an Gattungen und Arten. Bei diesen palaeozoischen Echiniden sind die Tafelreihen der Interambulacral-Felder noch viel zahlreicher als bei den echten Echiniden, die erst mit der Trias nachfolgen. So hat *Palechinus elegans* Mac Coy aus dem Kohlenkalk von Irland — ausser je zwei Tafelreihen in den Ambulacralfeldern — noch je fünf Tafelreihen in den fünf interambulacralen Feldern, also 5 mal 2 = 10 und 5 mal 5 = 25, zusammen 35 vom Scheitel des Gehäuses zum Munde verlaufende Tafelreihen.

Die Mollusken des Steinkohlengebirges zeigen im allgemeinen Gepräge wenige Züge, die von denen der devonischen Mollusken-Fauna abweichen. Brachiopoden und Cephalopoden treten unter den fossilen Funden entschieden zurück. Neu ist das Auftreten von Land und Süsswasser bewohnenden Formen.

Die Brachiopoden des Kohlenkalkes, obwohl im Vergleich zu denen des

devonischen Systems schon vermindert, bieten doch noch zahlreiche und bezeichnende Formen.

Durch Artenreichthum und Individuenmenge tritt die Gattung *Productus* in den Vordergrund. Es sind Brachiopoden ohne festes Armgerüst, ohne deutlichen Schlossapparat und ohne Schlossfeld. Der Schnabel der gewölbteren Klappe ist noch ziemlich eingewölbt, aber nicht durchbohrt. Der Schlossrand ist gradlinig. Das Gehäuse wird oft unregelmässig, besonders mit dem Alter. Viel verbreitet ist *Productus semireticulatus* Flem. Die grössere Klappe ist gewölbt, im Alter oft rasch umgebogen, die kleinere Klappe deckelartig und etwas eingesenkt. Zahlreiche starke vom Wirbel ausstrahlende Streifen bedecken die Aussenfläche des Gehäuses. Im jungen Zustande zeigen beide Klappen auch eine ebenso starke concentrische Runzelung, welche die Radialstreifung durchkreuzt. Auf jeder Seite des Wirbels der grösseren Klappe stehen dem Schlossrande entlang lange röhrenförmige Stacheln, die aber leicht abbrechen. Diese Art wird mit dem Schlossrand 3—5 Centim. breit und ist eine der wichtigsten Muscheln des Kohlenkalkes (Visé in Belgien, Ratingen, Irland u. s. w).

Die Gattung *Spirifer* zeigt im Kohlenkalke noch einige bezeichnende Arten *Spirifer glaber* Sow. ist eine glatte Art mit sehr feinen Anwachsstreifen, mehr oder minder gewölbt, meist etwas breiter als lang. Die grössere Klappe mit breiter medianer Einsenkung oder Bucht, die kleinere Klappe mit entsprechend breitem, sanft gewölbtem Wulst. Vorkommen häufig mit voriger Art, auch schon im devonischen Kalke. *Spirifer striatus* Sow. wird der Schlosslinie entlang 13 bis 15 Centim. breit, hat zahlreiche starke Radialstreifen und ist in der allgemeinen Form den devonischen Arten *S. speciosus* und *macropterus* ähnlich, aber durch zahlreichere feinere Radialsculptur von ihnen verschieden. Vorkommen häufig im Kohlenkalke von Belgien, Ratingen, England u. a. O.

Die Acephalen treten in der Meeresfauna besonders des Kohlenkalkes stärker hervor als im devonischen System. Häufig vertreten sind die Gattungen *Pecten, Avicula, Conocardium, Posidonomya* u. s. w.

Posidonomya (Posidonia) Becheri Bronn ist eine wichtige Art in den Schieferlagern des Culm. Das Gehäuse ist papierdünn, stark concentrisch gefaltet. Diese Art, meist flach gedrückt, bedeckt häufig die Schichten des sogen. Posidonomyen-Schiefers von Herborn in Nassau, Westphalen u. s. w. (Culm-Schichten).

In den Schieferthonen der limnischen Steinkohlenbildung finden sich häufig kleinere Schalen von Süsswasser-Acephalen aus der Verwandtschaft der heutigen Unionen. Man bezeichnet sie als Anthracosien. Die Arten sind aber nur schwer zu unterscheiden.

Pteropoden zeigen sich nur selten im Kohlenkalke. Von Heteropoden ist *Bellerophon* — mit ungekammerter symmetrisch eingerollter Schale — im Kohlenkalke reichlich vertreten. Die Gasteropoden des Kohlenkalkes entsprechen nach den Gattungen fast genau denen des devonischen Systems. Vorherrschend sind *Pleurotomaria, Turbo, Natica, Euomphalus.* Die Landschnecken erscheinen in der limnischen Steinkohlen-Bildung durch das erste Vorkommen einer *Pupa (Dendropupa)* angemeldet. Man fand sie in Neu-Schottland *(Nova Scotia)* zusammen mit Landamphibien, einem Tausendfuss *(Xylobius)* u. s. w. im Schlamm einer Höhlung eines Sigillarien-Stammes, der im Hangenden eines Kohlenflötzes in aufrechter Stellung erhalten wurde. Dies ist das älteste Vorkommen einer luftathmenden Landschnecke.

Unter den Cephalopoden des Kohlenkalkes sind die Nautileen besonders

durch *Orthoceras* und *Nautilus* vertreten. Erloschen sind bereits die Clymenien. Die Orthoceren erreichen hier noch ansehnliche Grösse.

Die Ammoneen sind im Kohlenkalke und in den Meeresschichten des Culm durch eine Anzahl von Goniatiten vertreten. *Goniatites sphaericus* HAAN — mit kugeligem enggenabeltem Gehäuse, stark übergreifenden Windungen, spitzwinkelig auf- und abgebogenen Lobenlinien — ist häufig im Kohlenkalke. Dieselbe Art (*G. crenistria* PHIL.) findet sich auch oft in den Posidonomyen-Schiefern des Culm.

Reste von Würmern sind in der Steinkohlenformation unerheblich, aber sehr bedeutsam die der Crustaceen und der Insekten.

Unter den Phyllopoden verschwinden mit dem Kohlenkalke und dem Culm die Trilobiten vom Schauplatze des Lebens. Es sind nur noch wenige kleine Arten vorhanden, meistens der Gattung *Phillipsia* angehörig. Mit Abschluss des Kohlenkalkes ist die ganze in den älteren Formationen so reichlich vertretene Abtheilung der Trilobiten erloschen.

Ein seltsamer Phyllopode des Kohlenkalkes ist *Dithyrocaris Scouleri* MAC COY aus Irland. Das Thier hat überraschende Aehnlichkeit mit dem lebenden *Apus*. Es trägt über dem Kopfe und dem vorderen Rumpftheile einen niedergedrückten kreisrunden Rückenschild. Der Hinterleib ragt hinter dem Schilde frei hervor und endet in drei lange borstenförmige Anhänge.

Estheria begreift zweischalige Phyllopoden (Familie *Limnadidae*), deren concentrisch gerunzelte Schalen denen der Posidonomyen und anderer Acephalen sehr ähnlich sehen und früher für solche genommen wurden. Die Schalenoberfläche ist aber netzförmig punktirt. Sie kommen in meerischen, brackischen und limnischen Ablagerungen vor, am meisten in Schieferthonen. Sie dürften aber vorzugsweise dem Süsswasser und dem Brackwasser angehört haben, wie dies bei den lebenden Estherien der Fall ist. *Estheria tenella* JORDAN findet sich in der Steinkohlenregion und im Rothliegenden.

Leaia ist eine mit *Estheria* nahe verwandte Gattung zweischaliger Phyllopoden. Es sind kleine hornige, unregelmässig-vierseitige gleichklappige Schalen, denen gewisser Conchiferen ähnlich. Zwei Kiele strahlen vom Wirbel aus. *L. Baentschiana* findet sich in der oberen Steinkohlenformation zu Ottweiler bei Saarbrücken in Lettenschichten zu Tausenden.

Ostracoden mit kleinen zweischaligen Gehäusen finden sich in der Steinkohlenbildung häufig mit den Estherien, sind aber im Uebrigen unerheblich.

Grössere Aufmerksamkeit erheischen die Belinuriden, nahe Verwandte der Limulen der heutigen wärmeren Meere. Man kennt mehrere Arten *Belinurus* aus Eisenstein-Nieren (*Lower coal measures*) von Coalbrookdale in England. Sie bestehen aus einem breiten halbmondförmigen, nach hinten in zwei längliche Spitzen auslaufenden Kopfschilde und einem beweglich damit verbundenen in sieben, gleichfalls bewegliche Segmente gegliederten Rumpfschilde, welches schliesslich in einen langen gespitzten Schwanz-Stachel ausläuft. Diese äussere Gestaltung bietet eine gewisse Analogie mit der der vorausgegangenen Trilobiten, mit denen die Belinuriden gleichwohl nicht in unmittelbarer Stammesverwandtschaft stehen mögen. Wahrscheinlich waren sie die nächsten Verwandten der heute noch lebenden *Limulus*-Arten, aber vielleicht Brackwasser-Bewohner.

Ein noch seltsamerer Gast ist der nur in einem einzigen Exemplare aus dem Posidonomyenschiefer von Herborn in Nassau bekannte *Bostrichopus antiquus* GOLDF. Der eigentliche Thierkörper ist von ovalem Umriss und nur 3,3 Millim. lang. Er besteht aus einem Kopfbrust-Stück, von dem vier Paar Füsse ausgehen

und einem segmentirten Hinterleib. Die vier Fusspaare gehen in gegliederte bis 22 Millim. lange Borsten aus, die 2 vorderen Fusspaare theilen sich in je 5 Fäden, das dritte Fusspaar in je 4 Fäden, das vierte Paar in je 16 Fäden, was zusammen 2 mal 30 Fäden ergiebt. Diese in der ganzen fossilen wie in der lebenden Fauna vereinsamt stehende Form gehört vielleicht einem Entomostraken an, der nach Art der heutigen Cirrhipedier sich mit einer gewissen Lebensstufe festsetzte und eine rückschreitende Metamorphose erlitt. Man zählt daher auch ***Bostrichopus*** vorläufig zu den Cirrhipediern, wiewol er der Vertreter einer Unterordnung sein kann, von der sonst nichts erhalten wurde.

Eine wichtige Erscheinung im Steinkohlengebirge ist das plötzliche Hervortreten einer verhältnissmässig reichlichen Anzahl von landbewohnenden Arthropoden (Gliedfüssern). Wie mit einem Schlage erscheinen auf dem Schauplatze Scorpione *(Cyclophthalmus* und *Microlabis)*, Tausendfüsse *(Xylobius)*, Schaben *(Blattina)* Käfer u. s. w. Diese Funde beruhen z. Th. nur auf einzelnen Individuen, die sich unter besonders günstigen Umständen erhielten. So sind die Myriapoden, Ordnung ***Diplopoda***, in der Steinkohlenformation nur durch einen einzigen runden Tausendfuss, *(Xylobius Sigillariae)* vertreten, welchen Dawson aus Neu-Schottland beschreibt. Er fand sich in einer von Schlamm und Laubwerk erfüllten Höhlung eines Sigillarienstammes. Viele carbonische Funde von Arthropoden beschränken sich auf unica. Die Funde sind im Zunehmen.

Die Fische des carbonischen Systems setzen die Reihen fort, die in der obersilurischen und der devonischen Formation eröffneten, nur sind die gepanzerten Ganoiden in rascher Abnahme, die eckschuppigen in reichlicher Zunahme. Dazu kommt das häufige Auftreten von Süsswasserfischen, aber diese sind erst als besondere Arten von denen der Meeresfauna verschieden. Es sind besonders kleinschuppige Rhombiferen, die aus dem Meere in die süssen Gewässer aufstiegen und hier zu besonderen Formen sich umgestalteten.

Von Selachiern oder Knorpelfischen haben sich auch in den Meeresablagerungen der Steinkohlenepoche gewöhnlich nur vereinzelte Zähne und Flossenstacheln erhalten, deren systematische Stellung mehr oder minder schwierig zu ermitteln ist. Namentlich ist der Kohlenkalk (Bristol in England, Armragh in Irland) reich an solchen Resten. Man erwähnt Gattungen der Cestracionten, Hybodonten, Rochen und Chimäroiden.

Häufig sind unter Anderen im Kohlenkalke flache breite, mehr oder minder gefaltete, oft abgekaute Mahlzähne, deren Kronen bisweilen noch auf ausgebreiteten Sockeln sitzen, seltener sind ganze Unterkiefern mit zusammenhängendem Zahnpflaster. Man zählt die meisten dieser Funde den Cestracionten zu. Dahin gehört namentlich die Gattung *Cochliodus* Ag. aus dem Kohlenkalke. Man kennt von ihr den kurzen und breiten Unterkiefer. Beiderseits stehen einige wenige rhomboidale gekrümmte und seitlich gewundene Mahlzähne, die ein fast ineinander verfliessendes Kaupflaster darstellen. Jeder dieser Mahlzähne entspricht einer der schiefen mehrzähligen Zahnreihen der lebenden *Cestracion*-Arten, gleich als ob bei der carbonischen Form je eine Zahnreihe von älteren vielzähnigen Cestracioniden in einem einzigen Mahlzahne verflossen wäre. *Cochliodus contortus* Ag. findet sich im Kohlenkalke von Bristol und Armagh.

Dahin gehören noch eine grosse Anzahl ahnlicher Formen von Mahlzähnen aus dem Kohlenkalke, die man auf besondere Gattungen von carbonischen Cestracioniden bezieht. Erwähnung unter ihnen verdient *Psammodus* Ag. Es sind wulstige, abgekaute Kronplatten ohne besonderen Basaltheil. Die Kaufläche

zeigt zahlreiche feine Punkte, die dem Hohlraume der Zahnröhrchen oder Dentin-Kanälchen entsprechen. *Psammodus porosus* Ag. ist häufig im Kohlenkalke von Bristol in England. Die *Psammodus*-Zähne haben aber so grosse Aehnlichkeit mit denen der Gattung *Ceratodus* aus der Trias, dass es sich sehr fragt, ob nicht auch erstere schon auf Lurchfische oder Dipneusten zu beziehen sind.

Hybodonten (Squaliden mit mehr oder minder stumpfen Zahnspitzen) erscheinen wie im devonischen System so auch im Kohlenkalk.

Ausgezeichnet ist die Gattung *Cladodus* Ag. mit devonischen und carbonischen Arten. Es sind Haifisch-Zähne mit grossem längsgestreiftem an der Spitze abgerundetem Hauptkegel und jederseits einem oder zwei niedrigeren Seitenkegeln, von denen der äussere der grössere ist. Diese Zähne stehen auf einer breiten knochigen Wurzel und zeigen schon ganz den Typus der später erscheinenden Hybodonten. *Cl. marginatus* Ag. findet sich im Kohlenkalk von Armagh.

Die Gattung *Orodus* Ag. aus dem Kohlenkalk weicht schon weiter ab. Der nur wenig die zahlreichen Seitenkegel überragende Hauptkegel bildet mit diesen zusammen eine sägenartig ausgezackte Firste.

Die rundschuppigen Schmelzfische, *Ganoides cycliferi*, sind wie im devonischen so auch im carbonischen System durch ausgezeichnete Cölacanthen und Holoptychier vertreten. Dahin gehört u. a. *Holoptychius Hibberti* Ag., von Owen zur Gattung *Rhizodus* gezählt. Man kennt von Bourdiehouse bei Edinburg Unterkieferhälften mit starken spitzkegeligen Reihenzähnen und vereinzelten viel längeren und dickeren Fangzähnen, die an Zähne der Labyrinthodonten und Saurier späterer Formationen erinnern.

Die eckschuppigen Schmelzfische, *Ganoides rhombiferi*, setzen in einigen schon devonisch vertretenen Familien im carbonischen System fort. Neu und reichlich beginnen die Palaeonisciden, bereits schon unverkennbare Verwandte der heutigen Knochenhechte *(Lepidosteus)* der Flüsse von Nord-Amerika. Die Familie *Palaeoniscidae* zeigt eine Körperbekleidung mit rhomboidischen Schmelzschuppen und eine heterocerke Schwanzbildung. Die Kiefern sind bewaffnet mit zahlreichen kleinen dicht gedrängt stehenden und ziemlich stumpfen Zähnen (sogen. bürstenförmiges Gebiss). Typische Gattungen sind *Palaeoniscus* und *Amblypterus* mit carbonischen und permischen Arten. *Amblypterus* ist ausgezeichnet durch die Grösse der Flossen. Einige Arten sind Süsswasserfische. Die Familie der Acanthodier mit kleinen fast körnerartigen Schuppen und mit starken Flossenstacheln liefert ebenfalls carbonische und permische Arten in Süsswasserablagerungen. Auch Saurichthyiden (Sauroiden) werden aus carbonischen Schichten aufgeführt, ebenso die ersten Platysomen, die Vorläufer der späteren Pycnodonten.

Eine neue Erscheinung im Steinkohlensystem ist die Klasse der **Amphibien**, von welcher man aus der devonischen Epoche noch keine Spur kennt.

Mit der reichen Ausbreitung der Land- und Süsswasserflora in der carbonischen Epoche, dem Auftreten von Süsswasser-Acephalen und Süsswasserfischen, dem Auftauchen luftathmender Insekten, Scorpione, Tausendfüsser u. s. w. treten ebenso unvorbereitet die Amphibien auf und alsbald mit einer ganzen Reihe von Gattungen, deren besondere systematische Stellung noch mehr oder minder problematisch bleibt. Es stellen sich damit bereits verschiedene Typen heraus, die einerseits den älteren Fischen und Lurchfischen (Dipneusten) in gewissen Charakteren sich noch anschliessen, andererseits den Land- und Süsswasser be-

wohnenden Molchen — Ichthyoden und Tritonen — schon nahe entsprechen. Darunter sind auch schon baumbewohnende mit einem Schuppenpanzer bekleidete eidechsenartige Gestalten, wie *Dendrerpeton,* dessen Reste sich zuerst in einer Höhlung eines aufrecht stehenden Sigillarien-Stammes fanden.

Im allgemeinen Gepräge präludiren diese ältesten fossil gefundenen Amphibien den Tritonen und Salamandern einerseits, den Labyrinthodonten andererseits, auch schon, wiewohl in entfernterem Grade den Eidechsen. Aber froschartige Gestalten sind unter ihnen noch nicht vertreten. R. OWEN fasst die meisten in der Ordnung *Ganocephala* oder Schmelzköpfe zusammen und diese Benennung erinnert an ihre schon bei Ganoiden in ähnlicher Weise auftretende Bepanzerung des Kopfes mit glänzenden emaillirten Knochenplatten. Aber nicht alle die zahlreichen bis jetzt schon fossil gefundenen Formen lassen sich mit einem einzigen Rahmen umspannen. Bei allen oder doch den meisten ist die Chorda der Wirbelsäule noch knorpelig und nicht fossil erhalten. Ebenso fehlt aus dem gleichen Grunde der hinterste Schädeltheil mit den Gelenkköpfen *(condyli occipitales).* Alle oder die meisten trugen über den Kopf einen Panzer von Ganoidplatten. Die Brust war durch besondere Knochenplatten beschützt. Dazu kam bei einigen ein leichterer beweglicher Schuppenpanzer, während andere nackt gewesen zu sein scheinen. Wo man die Zähne kennt, sind deren äussere Schichten mehr oder weniger eingefaltet, ähnlich wie bei Holoptychiern und bei Labyrinthodonten. Einige Fussfährten aus den gleichen Schichten sollen sehr denen von Eidechsen gleichen. Unsere Kenntniss von dieser ältesten Amphibien-Fauna ist noch so im Wachsen und Schwanken, dass sich erst wenig allgemein Gültiges darüber aussagen lässt.

Dendrerpeton Acadianum OWEN aus einem aufrecht stehenden hohlen Sigillarien-Stamme von Neu-Schottland hatte die Gestalt einer Baumeidechse und besass schon verknöcherte längliche biconcave Wirbel.

Baphetes raniceps OWEN aus der Steinkohlenformation von Pictou in Neuschottland gründet sich auf ein Schädelbruchstück, das nach R. OWEN schon ganz den Bau des Labyrinthodonten-Schädels zeigt.

Allein aus der productiven Kohlenbildung oder den *coal measures* von Nord-Amerika führt MARSH (1877) 12 genera von Amphibien auf, abgesehen von unsicheren Skelett-Bruchstücken, die von den ersten noch sehr problematischen Reptilien herrühren sollen.

Dazu kommt aus den carbonischen Schichten *(coal measures, estuary sediments)* von Neu-Schottland noch ein Fund von grossen flachen stark biconcaven Wirbelkörpern, ähnlich denen der Ichthyosauren und anderer flossenfüssiger Reptilien der Trias- und Jura-Epoche. MARSH hat sie unter dem Namen *Eosaurus* beschrieben. Sie deuten auf grosse mit Flossenfüssen versehene Schwimm-Saurier *(Enaliosaurii, Hydrosaurii),* aber es bedarf noch weiterer Funde, um es gewiss zu machen, dass diese Reptilien-Ordnung schon in der Steinkohlen-Epoche anhub.

Chemische Processe in der Geologie

von

Prof. Dr. v. Lasaulx.

An der Zusammensetzung der Gesteine, soweit diese als selbständige und nach ihren Dimensionen als bedeutende Glieder der Gebirge und der Erdveste überhaupt erscheinen, soweit sie also in den uns zugänglichen, allerdings nur peripherischen Theilen des Planeten eine geologische Rolle spielen, nehmen aus der grossen Zahl der vielen hundert bis jetzt bekannten Minerale und aus der ganzen Reihe der in ihnen vorkommenden Elementarstoffe nur sehr wenige einen regelmässigen Antheil. Weitaus die Mehrzahl der Elemente und Minerale findet sich in den Gesteinen nur als vereinzelte, lokale, zufällige Bildungen. Ist daher ihr Vorkommen und die Umstände ihrer Entstehung und Umwandlung immerhin für geologische Fragen von einem gewissen Interesse, so kann man ihnen doch keine grosse und allgemeine geologische Bedeutung zusprechen.

Eine solche besitzen von den chemischen Elementen eigentlich nur sieben: Silicium, Aluminium, Calcium, Magnesium, Eisen, Kohlenstoff und der stets in Verbindungen mit den fünf ersteren erscheinende Sauerstoff. Schon untergeordneter erscheint die Bedeutung der beiden Alkalimetalle, des Kalium und Natrium, wenngleich deren Verbreitung in kleineren Mengen in den Gesteinen eine sehr grosse ist. Noch seltener spielen Baryum, Strontium, Mangan, Chrom, Lithium, Fluor, Phosphor, Schwefel eine eigentlich geologische Rolle.

Vorzugsweise sind es die Sauerstoffverbindungen der fünf erstgenannten Elemente, die in den Gesteinen vorherrschen: die Kieselsäure, die Thonerde, Kalk, Magnesia und die Oxyde des Eisens. Auch die Alkalimetalle treten meist in Verbindung mit Sauerstoff als Kali und Natron auf, von Bedeutung ist jedoch auch die Haloidverbindung, das Chlornatrium. Von Säuren ist die Phosphorsäure und die Schwefelsäure in Verbindung mit Kalkerde, Thonerde u. a., von Haloidsalzen noch das Fluorcalcium zu nennen; auch die Schwefelverbindungen des Eisens und einiger anderen Metalle sind häufig. Eine selbständige Stellung und Bedeutung als Element hat unter den Gesteinen nur der Kohlenstoff, in der Form der Kohle, weit untergeordneter auch der Schwefel.

Bezüglich ihrer Verbreitung nehmen die erste Stelle die Quarz- und Silicatgesteine ein, in denen also die Kieselsäure der herrschende Bestandtheil ist; die zweite Stelle die Carbonate, vor allem der Kalkerde und der Magnesia; diesen gegenüber erscheint die Verbreitung aller übrigen Verbindungen in den Gesteinen überhaupt nur als eine unbedeutende.

So umfasst denn auch die Chemie der grossen geologischen Processe zunächst nur ein eng begrenztes Gebiet, indem vorzüglich die genannten Elementarstoffe und Verbindungen in den Kreis ihrer Betrachtung fallen. Die grosse Mannigfaltigkeit und die vielfachen Wechselbeziehungen chemischer Vorgänge, die für die Erkenntniss der Entstehung und Umwandlung der Minerale Bedingung sind, kommen die für Erklärung geologischer Vorgänge nur vereinzelt und nur sehr theilweise zur Erörterung.

Nach der Art ihrer Wirksamkeit lassen sich die chemischen Processe in der Geologie in 3 Abtheilungen bringen: 1. die Neubildungen, 2. die Umwandlungen, 3. die Auflösungen. Die auf dem Wege feurigen Schmelzflusses oder der Sublimation aus hohen Temperaturen gebildeten Produkte sind von

vornherein überhaupt aus dem Kreis der Betrachtung auszuschliessen. Wenn sie auch in den früheren Phasen des Entwicklungsganges, den die Erde durchlaufen hat, in ausgedehnterer Weise aufgetreten sein mögen, so entziehen sie sich doch grösstentheils einer sicheren Beurtheilung. Auch sind die Vorgänge in den noch heute sich bildenden schmelzflüssigen Massen, z. B. der von den Vulkanen zutage geförderten Laven in ihren eigentlich chemischen Wechselwirkungen nur sehr un genau bekannt. Die mit der Temperatur allmählich zunehmenden Zersetzungen, die man als die Erscheinungen der Dissociation bezeichnet, treten darin ganz ge wiss mit in Wirksamkeit, aber die Erklärung und die Bedeutung derselben in geologischen Processen ist immer noch eine mehr oder weniger bloss hypothetische. Die Sublimationsprodukte haben überhaupt nur eine lokale und fast ausschliesslich mineralogische Bedeutung: Beider Bildungen wird ausserdem in dem Kapitel: »Vulkane« eines Näheren Erwähnung gethan.

So bleiben hier ausschliesslich solche Verhältnisse zu erörtern, wie sie in Lösungen eintreten. Das sind mit Rücksicht auf die oben gegebene Eintheilung Abscheidungen aus der Lösung, Wechselwirkungen gleichzeitig gelöster Substanzen aufeinander, Auflösung fester Bestandtheile in Flüssigkeiten.

Als der wesentliche Träger aller dieser Vorgänge in der Natur ist das Wasser zu bezeichnen, dessen chemische Wirksamkeit durch darin gelöste feste, flüssige oder gasförmige Körper verschiedener Art vielfach geändert werden und mehr oder weniger intensiv sich gestalten kann. Das reinste natürliche Wasser ist das atmosphärische im Regen oder Schnee niederfallende, es enthält aber doch gegen 3 Volumprocente Gase: Sauerstoff, Stickstoff und Kohlensäure. Alle Fluss- und Quellwasser enthalten in 10000 Theilen 1—40 Theile gelöster, fester Bestandtheile und vor allem auch grössere Mengen von Kohlensäure. Das Meerwasser enthält gegen 3—4% Salze, hauptsächlich Chlornatrium. Das kohlensäurehaltige Wasser der Atmosphäre und der Quellen ist für die Mehrzahl der chemischen Processe in der Geologie an erster Stelle von Bedeutung.

I. Neubildungen. Entstehung von Gesteinen als Präcipitate aus Lösungen.

Bei diesen Processen bleiben ausser Betracht die eigentlichen Sedimentbildungen, d. h. solche Gesteine, die durch blossen mechanischen Absatz der im Wasser suspendirten festen Körpertheilchen gebildet sind. Freilich giebt es nur sehr wenige Bildungen, die ganz ausschliesslich als solche mechanische Sedimente bezeichnet werden können. In den meisten Fällen ist mit dem mechanischen Absatz auch eine chemische Ausscheidung geradezu gleichzeitig. In anderen Fällen bildet sich ein Cäment, ein Bindemittel, welches mechanische Sedimente verkittet und durchdringt, erst nachdem der Absatz erfolgt ist. Der Natur der Sache nach kommen auch in allen rein chemischen Präcipitaten mehr oder weniger reichlich mechanisch beigemengte Theile vor, sowie sich auch im Becherglase, das eine chemische Lösung enthält, aus der sich eine Substanz abscheidet, zufällige Staubtheilchen hinzugesellen, wenn jenes nicht sorgsam davor behütet wird.

In gleicher Weise wird es ganz von der Beschaffenheit und dem Verhalten einer Lösung abhängen, ob sich aus derselben nur ein einfaches oder ein zusammengesetztes Präcipitat abscheidet. Beide Arten kommen bei den Gesteinen vor; denn auch diese bestehen nur aus einem oder aus mehreren verschiedenen mineralischen Gemengtheilen und werden hiernach in einfache oder gemengte

Gesteine unterschieden. Die in einfacher Weise als Präcipitate gebildeten Gesteine gehören allerdings grösstentheils der ersten Klasse an.

Niederschläge und somit auch Gesteinspräcipitate können überhaupt auf verschiedene Art bewirkt werden, nämlich: 1. Durch Concentration des Lösungsmittels, sei es durch Zufuhr der gelösten Stoffe oder durch Verdunstung; 2. durch Abkühlung des Lösungsmittels oder Verminderung des Sättigungsgrades; 3. durch chemische Veränderung des Lösungsmittels oder der gelösten Substanzen (Reduction, Oxydation); 4. durch Fällung unter Bedingungen chemischer Verwandtschaft, durch die Gegenwart eines Fällungsmittels; 5. durch combinirte Wirkung mehrerer der genannten Vorgänge; 6. durch direkte Einwirkung von Organismen.

Von diesen Arten der chemischen Gesteinsbildung erscheint die einfachste die erste, durch Concentration oder Verdunstung der Lösung. Sie scheint in der Natur auch heute noch am häufigsten vorzukommen und ist wohl auch in den älteren geologischen Epochen in gleicher Weise vorherrschend gewesen.

Die in Wasser oder kohlensäurehaltigem Wasser am leichtesten löslichen mineralischen Bestandtheile und daraus bestehende Gesteine sind auch am ehesten als Niederschläge auf diese Weise zu erhalten; es sind dieses vor allem die verschiedenen Carbonate, die Sulfate und Chloride, von denen wiederum als Gesteine die Kalksteine, Dolomite, Magnesit, Spatheisenstein, Gyps und Anhydrit, Steinsalz und seine Begleiter von geologischer Bedeutung sind. Allerdings sind auch noch viele andere Minerale in Wasser löslich, wenn auch in weit geringerem Maasse, so z. B. sogar der Quarz. In der Natur dienen vorzüglich die Alkalicarbonate als Lösungsmittel für die Kieselsäure und diese findet sich daher auch im Quell-, Fluss- und Meerwasser in geringen Mengen. Auch den Oxyden des Eisens: dem Eisenoxyd oder Rotheisenstein, den Hydraten oder Brauneisensteinen und dem Oxyd-Oxydul, dem Magneteisen kommt ein geringer Grad von Löslichkeit im Wasser zu. Alle diese können daher auch als Absätze aus wässriger Lösung erhalten werden.

Druck und Temperatur sind stets von Einfluss auf die Löslichkeit dieser und anderer Substanzen im Wasser. Während die Wirkungen gesteigerten Druckes noch nicht allgemein feststehen, ist ohne Zweifel eine gesteigerte Temperatur in allen Fällen ein sehr wirksames Beförderungsmittel der Löslichkeit. Hierdurch vereinigt sich in vielen Fällen mit der grösseren Concentration einer Lösung und dadurch bewirkter Abscheidung auch die Verminderung des Sättigungsgrades durch Abkühlung. Die ist ganz besonders bei allen warmen Quellen der Fall, in denen sich Niederschläge bilden.

Einer der am weitesten verbreiteten und gewöhnlichsten Absätze aus Lösungen ist das Kalkcarbonat, entweder in der Form des Kalkspathes oder des Aragonites.

Wenn gleich die Frage, unter welchen Umständen sich die rhomboëdrisch krystallisirende Form des Kalkspathes und wann die rhombische des Aragonites bildet, noch keineswegs endgültig entschieden ist, so lässt doch das häufige gemeinsame Vorkommen beider an denselben Stellen darauf schliessen, dass sehr feine Nüancirungen in den Bedingungen der Lösung das eine Mal die eine, das andere Mal die andere Form des Kalkcarbonates zur Abscheidung zu bringen vermögen. Hiernach schon erscheint es wenig wahrscheinlich, dass die Beimengung einer fremden Substanz die Formänderung bedinge. Im Gegentheil aber vermögen der Grad der Concentration und Temperatur der Lösung, die

beide leicht geringen und oft wiederholten Schwankungen unterworfen sein können, sehr wohl die Erklärung auch in Uebereinstimmung mit dem eng verbundenen Vorkommen in der Natur zu bieten. Aragonit scheint vor allem einen höheren Temperaturgrad des Lösungsmittels zu seiner Abscheidung vorauszusetzen. Als Gestein spielt er nur eine untergeordnete Rolle, wenngleich die aus Aragonit bestehenden Absätze thermaler Quellen oft eine ziemliche Mächtigkeit und Ausdehnung erlangen.

Eine der interessantesten und bestgekannten Ablagerungen dieser Art sind die Sprudelsteine und Sinterbildungen zu Karlsbad in Böhmen. Das Wasser des Sprudels besitzt eine Temperatur von 73° C. Eine grössere Zahl von Analysen hat uns die Kenntniss der im Wasser gelösten Bestandtheile verschafft. Am vorherrschendsten sind darunter die Sulfate von Natron und Kali, während die Kalk- und Magnesiasulfate gänzlich fehlen, dann Chlornatrium und kohlensaures Natron. In viel geringerer Menge, nur 0,29 % (die gelösten Bestandtheile betragen überhaupt 5,4 %) ist Kalkerdecarbonat vorhanden, noch weniger die anderen Carbonate. Jedoch zeigt die Analyse gerade des Karlsbader Sprudels, wie zahlreich die in einer Quelle in minimalen Mengen gelösten Bestandtheile überhaupt sein können. Es wurden folgende Verbindungen und Stoffe gefunden: Kohlensäure, Schwefelsäure, Phosphorsäure, Kieselsäure, Thonerde, Kalkerde, Magnesia, Natron, Kali, Baryterde, Strontia, Eisen, Chlor, Jod, Brom, Fluor, Selen, Bor, Antimon, Arsen, Gold, Kupfer, Chrom, Zink, Kobalt, Nickel, Titan, Lithion und organische Substanz: also nicht weniger wie 30 Elemente in dieser einen Quelle.

Trotz der geringen Menge des vorhandenen Kalkerdecarbonates scheidet sich dieses sofort mit der Erkaltung des Sprudelwassers ab, wozu freilich vielleicht in noch höherem Maasse das Entweichen der Kohlensäure und damit eine bedeutende Erniedrigung des Sättigungsgrades der Lösung für die Carbonate beiträgt.

Der gebildete Sprudelstein besteht aus Aragonit oder aus Aragonit mit Kalkspath gemengt. Die bald weisse, bald lederbraune, meist in abwechselnden Lagen auftretende Färbung ist dadurch bedingt, dass bei Zutritt des Sauerstoffes der Luft aus dem gelösten Eisenoxydulcarbonat im Augenblicke der Abscheidung durch Oxydation sich Eisenoxydhydrat bildet, welches die braunen Zonen färbt, die weissen sind frei davon, enthalten dann aber das Eisenoxydulcarbonat. Der Sprudelstein enthält übrigens 96—97 % Kalkerdecarbonat, der eisenreiche etwas weniger, eine Spur von Kieselsäure ist vorhanden.

Die charakteristische Form der Sprudelabsätze, die daher den Namen Erbsenstein erhalten haben und aus kleineren oder grösseren, aus concentrischen Lagen bestehenden Kügelchen zusammengesetzt sind, verdankt ihre Entstehung dem Umstande, dass das aufwallende Wasser des Sprudels kleine Sandkörnchen so lange in auf und ab tanzender Bewegung erhält und sie dabei fortwährend dreht, bis sie durch Inkrustation mit Aragonit und Kalkspath so schwer geworden sind, dass sie der Sprudel nicht mehr emporzuheben vermag. Dieselbe Ablagerung von Kalkerdecarbonat bildet sich aber auch um Gas- oder Luftbläschen und in solchen Erbsen findet sich in der Mitte eine Höhlung.

Im Laufe der Zeit ist über der Ausflussöffnung des Sprudels eine dicke Schaale aus Sprudelstein abgesetzt worden, die von Hochstetter[1]) auf mehr als 200 Quadratklafter Oberfläche berechnet wird. Derselbe giebt auch an, dass de

[1]) Karlsbad, seine geognost. Verhältnisse und seine Quellen. Karlsbad 1856.

Sprudel täglich 2880 Pfund, jährlich etwas über eine Million Pfund Sinter liefern könne. Aehnliche Sinter wie die Karlsbader u. a. setzen auch die zu Aedepsos an der Westseite von Nordeuböa hervorbrechenden 75—80° heissen Sprudelquellen ab, faserige Aragonitlagen z. Th. mit feinfasrigem Kalkspath wechselnd. Jede Quelle baut aus dem Sinter den Kegel auf, aus dem sie hervorquillt[1]. Ein bis 200 Meter hoher Bergzug besteht ganz aus dem von den Quellen abgesetzten Kalkstein.

Gerade die Absätze der Mineralquellen zeigen am besten, wie geringe Aenderungen in der Concentration, der Temperatur oder auch den vorhandenen gelösten Bestandtheilen auffallende Verschiedenheiten der Niederschläge hervorzurufen vermögen. So wechseln an manchen Quellen Kalksinter sogar mit Kieselsinter ab.

Warme Quellen mit reichem Kalkgehalte, aber nur wenig Eisen enthaltend, sind vorzugsweise Kalktuff bildend. Enthält das Quellwasser nebenbei Schwefelwasserstoffgas, so kann sich gleichzeitig auch Gyps und Schwefel bilden. Das ist z. B. der Fall bei den 47—50° heissen Quellen von S. Filippo am Monte Amiata in Toscana. Hier hat sich in einem kleinen Sammelteich in ca. 20 Jahren eine 10 Meter starke Kalktuffschicht gebildet. Das milchige Wasser setzt in den Leitungen neben Kalkerdecarbonat vorzüglich Gyps ab, dem jedoch auch Bittersalz und Schwefel beigemengt ist.

Die weite Verbreitung der Stalaktiten aus Kalkspath und Aragonit in fast allen Höhlungen der Kalkgebirge lässt sowohl die Leichtlöslichkeit dieses Carbonates als auch die Leichtigkeit seiner Ausscheidung aus der verdunstenden Lösung erkennen. Unter gewölbten Brückenbogen, durch welche Wasser hindurchsickern, sieht man die Kalkstalaktiten fast wachsen; oft noch eine weiche, weisse Masse, hängen sie von der Decke und erlangen schon nach kurzer Zeit ansehnliche Länge und Härte. Hier ist es natürlich nur die Verdunstung, welche die Abscheidung des vom Wasser im Mörtel des Mauerwerkes gelösten Kalkes bewirkt. So entstehen auch manchmal in dem Mauerwerke von Ruinen, so z. B. zu Blankenburg a. d. Sieg, wie Nöggerath mittheilt, sehr starke schneeweisse, schalig abgesonderte Kalksinterrinden und in gleicher Weise dieselben z. Th. auch in vollkommen ausgebildeten Krystallen von Kalkspath noch immerfort als Ausfüllung der Fugen zwischen den Prismen mancher rheinischen Basaltkuppen. Bekannt sind auch die Kalksintermassen, die in dem Inneren der römischen Wasserleitung zwischen Cöln und Trier zur Abscheidung kamen, die so bedeutend sind, dass daraus stattliche Säulen für Kirchen herausgeschnitten werden konnten.

Die chemischen Verhältnisse, die bei der Abscheidung mariner Kalke obgewaltet haben, sind keineswegs ebenso einfach. Das Meerwasser setzt erst dann Kalkerdecarbonat ab, wenn das Wasser durch Verdunstung fast auf die Hälfte eine sehr starke Concentration erlangt hat. Das könnte eigentlich nur in abgeschlossenen und austrocknenden Meeresbuchten der Fall sein, in denen dann aber eine ganze Reihe anderer Salze z. Th. mit, z. Th. nach den Carbonaten sich ausscheiden würden. Nur dort ist eine direkte Abscheidung von Kalkerdecarbonat aus dem Meere denkbar, wo reichlich mit diesem beladene Bach- oder Flusswasser eine grosse Zufuhr in das Meer bringen und dadurch eine bedeutende

[1] Russegger, Jahrb. f. Mineral 1839. 691 u. G. Rose, Abh. Berl. Akad. d. Wissenschaften 1856. pag. 63.

Concentration desselben an Carbonat bewirken. Tritt dann gleichzeitig bei geringer Diffusion der concentrirten Lösung in das Meerwasser eine starke Verdunstung ein, so findet eine Ausfällung des Kalkerdecarbonates statt. So bilden sich z. B. Kalksteine an den sicilianischen Küsten bei Messina und an der Nordküste bei Palermo noch heutigen Tages, denn die Bedingung zeitweise sehr starker Verdunstung bei reichlicher Zufuhr concentrirter Carbonatlösung ist dort erfüllt. Bei der Bildung des eigentlichen Tiefsee-Kalkes ist jedenfalls der Mitwirkung der Organismen auf die Ausscheidung der grösste Einfluss zuzuschreiben. Der Tiefseeschlamm und auch die Kreide besteht zum grossen Theil aus leeren, mikroskopischen Kalkschalen abgestorbener Organismen. So bildete sich auch wohl der grösste Theil der marinen Kalksteine erst durch Wiederlösung, Infiltration und Neuabsatz aus dem Kalke heraus, den Organismen zuerst aus dem Meerwasser abgeschieden hatten.

Aus einer Lösung von Kalkerde- und Magnesiacarbonat in kohlensäurehaltigem Wasser fällt bei einfacher Verdunstung der Lösung zuerst das leichter lösliche Kalkerdecarbonat als krystallinischer Niederschlag mit etwa 9—10% Magnesiacarbonat und dann erst wasserhaltiges Magnesiacarbonat; ähnlich verhält sich auch die Lösung beim Erwärmen; auch da entsteht kein eigentlicher Dolomit, das Doppelsalz der beiden Carbonate. Auch eine Lösung von Magnesiacarbonat in kohlensaurem Wasser setzt bei Verdunstung, auch in höherer Temperatur, keinen den in der Natur vorkommenden Magnesiten ähnlichen Niederschlag ab. Diese scheinen überall nur als das Resultat mehr oder weniger complicirter Verwitterungsvorgänge z. B. aus Serpentin zu entstehen. Magnesiacarbonat in Verbindung mit anderen Carbonaten kommt allerdings als Absatz aus Quell- und anderen Wassern vor und so findet sich auch eigentlicher Dolomit. Solcher verkittet z. B. nach Breithaupt Geschiebe im Flussbett des Neckars, wo doch wohl nur Verdunstung die Abscheidung bewirkt haben kann. Die Quelle von St. Nectaire im Mont Dore setzt einen an Magnesiacarbonat ziemlich reichen Kalksinter ab. Manche dolomitische Süsswasserkalkbildungen sind direkte Absätze, in denen allerdings das Verhältniss der beiden Carbonate ein sehr variabeles ist. Diese Beispiele zeigen, dass also auch bei gewöhnlicher Temperatur und unter einfachen Verhältnissen Dolomit sich bilden kann. In höheren Temperaturen und bei der Wechselwirkung von Magnesiasulfat und Kalkerdecarbonat kann allerdings leicht Dolomit erhalten werden. In der Natur mag dies aber wohl kaum so geschehen sein. Die meisten Dolomite sind erst aus der Umwandlung von Kalksteinen hervorgegangen; davon wird nachher die Rede sein.

Einzelne Thatsachen beweisen auch den wirklichen einfachen Absatz von Eisenoxydulcarbonat oder Spatheisenstein aus Quellen, wobei dann allerdings Ausschluss des Sauerstoffes vorausgesetzt werden muss. Sonst wird das Eisenoxydul des Carbonates in wässeriger Lösung schnell höher oxydirt und als Eisenoxydhydrat ausgeschieden. In der Stein- und Braunkohlenformation lässt sich die Entstehung der Sphärosiderite unter Mitwirkung der kräftig reducirend wirkenden Kohlenwasserstoffe erklären. Eisenoxyd wird von denselben zu Oxydul reducirt und dieses von der dadurch entstehenden und das Kohlenwasserstoffgas begleitenden Kohlensäure in das Carbonat umgewandelt. Die Brauneisensteine sind z. Th. umgewandelte Carbonate, entstehen jedoch auch, wie die Rasen- und Sumpferze beweisen, durch direkte Abscheidung aus dem Wasser mit und ohne die Theilnahme von Organismen, welche durch Production freien Sauerstoffes die Oxydation des gefällten Oxyduls bewirken.

Eine der wichtigsten geologischen Bildungen aus verdunstenden Lösungen ist das **Steinsalz** und seine Begleiter. Einfach tritt der Process in allen Salinen und in den Salzlagunen so vieler Meeresküsten uns entgegen; bei der Bildung der Steinsalzlagerstätten sind die Vorgänge sehr viel complicirter, wenn auch im Ganzen chemisch die gleichen gewesen. Bei keiner der durch chemische Ausscheidung bewirkten Gesteinsbildungen zeigen sich die Beziehungen des Löslichkeitsgrades zu der Reihenfolge der Niederschläge aus einer und derselben Lösung, wie sie in diesem Falle ein Salzwasserbecken, eine verdunstende Salzlagune darstellt, deutlicher.

Im Meerwasser finden sich 32 Elemente, und die Verbindungen derselben, darunter allerdings überwiegend die Chlorverbindungen der Alkalimetalle, des Calcium, des Magnesium und deren schwefelsaure Salze. Vielleicht sind in Spuren noch viel mehr, oder gar alle Elemente vorhanden. Jedenfalls sind dadurch die Bedingungen zu den vielfachsten Wechselwirkungen chemischer Verwandtschaften gegeben. Da der Gehalt des Meerwassers an Carbonaten nur ein sehr geringer ist, so spielt die Abscheidung derselben keine Rolle, sie würden sonst als erste und unterste Glieder in der Reihe der Niederschläge erscheinen, allerdings auch erst nach bedeutender Concentration des Meerwassers etwa auf die Hälfte seines Volumens. Dann folgt die Abscheidung von Kalkerdesulfat und erst bei einer weiteren Concentration auf etwa $\frac{1}{10}$ des ursprünglichen Volumens beginnt die Fällung des Chlornatriums und der begleitenden Salze. Daraus ist schon zu erkennen, dass lange Zeiträume erforderlich sein müssen, um die Verdunstung so gewaltiger Wassermengen zu bewirken, als nöthig sind, um einigermaassen bedeutende Steinsalzlager daraus zu präcipitiren.

Während die schwerer löslichen Sulfate: Anhydrit und Gyps also eigentlich als die regelmässigen Unterlagen der Steinsalzmassen erscheinen müssen, scheiden sich nach diesen nur noch die sogen. Mutterlaugensalze: Chlormagnesium, Magnesiasulfat, Bromnatrium und Chlorkalium, viele andere Salze und Reste von Steinsalz selbst aus.

Wäre in irgend einem Falle in der Natur die vollständige Verdunstung eines Meeresbeckens in ungestörter, gleichmässiger Weise verlaufen, so würde eine solche Steinsalzlagerstätte auch ein einfaches, leicht verständliches Bild ihrer Zusammensetzung ergeben. In Wirklichkeit ist aber dieser, lange Zeiträume umfassende Process vielfach gestört und unterbrochen worden. Es hat sich die Concentration der Lösung häufig geändert, indem z. B. die Süsswasserzuflüsse in ein solches verdunstendes Salzbecken ab und zu sich steigerten oder andererseits auch erneute Einbrüche des Meeres selbst in jenes stattfanden. So zeigen alle Steinsalzlagerstätten lokale Verschiedenheiten: gewisse Salze sind in den einen Ablagerungen nicht zur Ausscheidung gekommen, in anderen besonders reichlich. Das ist z. B. mit den technologisch so überaus wichtigen Mutterlaugensalzen, ganz besonders den sogen. Kalisalzen der Fall, die nur in einigen bevorzugten Salzlagerstätten über dem eigentlichen Steinsalze ungestört zur Ausscheidung gelangt zu sein scheinen. Neue Einbrüche des Meeres verhinderten in den meisten Fällen die zu ihrer Abscheidung nöthige Concentration der Salzbecken, oder aber die Hebung des Meeresbodens legte diese trocken, ehe die Möglichkeit der Bildung dieser überaus leicht löslichen Salze durch fortgesetzte Verdunstung der Lösung eingetreten war.

Eines der vollständigsten Bilder einer Steinsalzablagerung bietet die Mulde von Stassfurt. Ihr zur Unterlage dienen jedenfalls Gyps und Anhydritgesteine;

das eigentliche Liegende der Lagerstätte ist aber noch nicht erreicht. Die tiefsten bekannten Parthien des Steinsalzes zeigen sich aber noch mit zahlreichen Schichten und Schnüren von Gyps und Anhydrit durchzogen.

Ueber dem eigentlichen Salzlager folgt die sogen. Polyhalitregion in einer Mächtigkeit von 63 Meter, nicht mehr reines Steinsalz sondern mit Schnüren und mehr oder weniger bedeutenden Parthien von Polyhalit ($K^2O \cdot SO^3 + MgO \cdot SO^3 + 2CaO \cdot SO^3 + 2aq$) und anderen begleitenden Salzen, vorzüglich Sulfaten durchzogen.

Darüber folgt die Kieseritregion, 56 Meter mächtig, worin das Magnesiasulfat (Kieserit $= MgO \cdot SO^3 + aq$) wesentlich als Beimengung des Steinsalzes erscheint. Darüber endlich die Carnallitregion, 30 Meter mächtig, ein Gemenge von Steinsalz z. Th. mit Sulfaten, aber vorzüglich mit den leicht löslichen Chloriden Carnallit $= KCl + MgCl^2 + 6aq$; Sylvin $= KCl$; Kainit $= MgO \cdot SO^3 + KCl + 2aq$; Tachydrit $= CaCl^2 + 2MgCl^2 + 12aq$; Schönit oder Pikromerit $K^2O \cdot SO^3 + MgO \cdot SO^3 + 6aq$; endlich auch die Borverbindungen, der Boracit $= MgCl^2 + 2Mg^3B^8O^{15}$ und einige aus diesem hervorgegangene wasserhaltige Umwandlungsprodukte. Die Folge der Ausscheidungen entspricht im Allgemeinen dem Löslichkeitsgrade der Salze: die leichtest löslichen erscheinen in der Reihe zu oberst, die schwerstlöslichen zu unterst. Als Decke der Ablagerung tritt ein noch mit Salzen gemengter Thon auf, der auch die unter ihm liegenden Mutterlaugensalze gegen die Wiederauflösung schützte.

Mit den abgeschiedenen Salzen vereinigen sich in allen Steinsalzlagerstätten mehr oder weniger reichliche mechanische Sedimente, die sich aus den im Meerwasser suspendirten festen Bestandtheilen, thoniger oder kalkiger Beschaffenheit bilden. Sie verunreinigen das Salzgebirge und durchziehen es oft in vielfach wiederholten Lagen: die sogen. Haselgebirge.

Die beiden Sulfate: Anhydrit und Gyps sind überall als Abscheidungen aus der Lösung charakterisirt, aber dennoch nicht überall unter gleichen Umständen gebildet. Anhydrit ist künstlich nur schwer zu erhalten, er scheint nur in hoher Temperatur und unter Druck sich abzuscheiden. Die in Dampfkesseln gebildeten sogen. Kesselsteine haben zuweilen eine dem Anhydrit sich nähernde wasserfreie Zusammensetzung. Der am Boden tiefer Meere, z. B. als Unterlage mächtiger Steinsalzlager gebildete Anhydrit mag wohl hier den nöthigen Druck in der aufruhenden Wassersäule selbst gefunden haben, wenn nicht dort auch Wechselbeziehungen zu den anderen mit in Lösung befindlichen Salzen wirksam wurden. Gyps mit gesättigter Chlornatriumlösung und etwas Chlornatrium in einer Glasröhre erhitzt giebt Krystalle von Anhydrit. Lässt man dieselbe Lösung bei gewöhnlicher Temperatur stehen, so scheidet sich Gyps ab. Daraus scheint hervorzugehen, dass bei gewöhnlicher Temperatur die wasserfreie schwefelsaure Kalkerde aus einer gesättigten Chlornatriumlösung Wasser aufnimmt, bei höherer Temperatur dagegen dieselbe Lösung dem Gyps Wasser entzieht. Dass solche Einflüsse in den tiefsten Theilen der sich bildenden Steinsalzlagerstätten wirksam gewesen seien, ist durchaus nicht unwahrscheinlich.

Gyps ist im Gegentheile sehr leicht und in sehr verschiedener Weise zu erhalten: sowohl durch einfaches Verdunsten einer Gypslösung als auch durch Wechselwirkungen, z. B. aus einer erwärmten Lösung von Kalkerdecarbonat und Magnesiasulfat, worin sich Gyps bildet und Magnesiacarbonat in Lösung bleibt, oder auch durch die Einwirkung von Schwefelmetallen, die bei ihrer Zersetzung

und Verwitterung Schwefelsäure liefern, welche dann auf Kalkerdecarbonate, kalkerdehaltige Minerale, auch solche Silicate, einwirkt und Gyps liefert.

Wie leicht und schnell aus Gypslösung die Bildung von Gypskrystallen erfolgt, zeigt sich schon dann, wenn man solche Lösung durch einen mit losem Quarzgrus erfüllten Topf hindurchsickern lässt. Durch die Verdunstung der Lösung erfüllen sich schon nach wenigen Tagen alle Höhlungen zwischen den Quarzkörnern mit kleinen Gypsnädelchen. Zahlreiche sehr grosse, wohlgebildete Krystalle von Gyps fand Dronke im Juli 1867 bei Abtragung der aus dem Jahre 1828 stammenden Thonbedeckung eines Forts der Festung Ehrenbreitstein. Dieselben hatten sich also in weniger als 40 Jahren gebildet.

Bei den mannigfachen Wechsellagerungen von Gyps mitten zwischen Kalksteinen und Mergeln, lässt sich derselbe aber dennoch nicht immer als eine einfache Abscheidung erklären. Wir müssen für die Meere, aus denen sich so mächtige Gypsbänke ausschieden, wie sie z. B. im Zechsteine sich finden, jedenfalls eine höhere Concentration an Kalkerdesulfat annehmen, als sie unsere heutigen Meere besitzen; aus diesen würden wohl kaum solche Gypsabscheidungen erfolgen können. Hier mögen Wechselwirkungen, wie sie oben angeführt wurden, die im Wesentlichen auf einem Austausche der Kohlensäure des Carbonates gegen Schwefelsäure beruhen, mit gewirkt haben. Es gehören diese Processe dann aber in das Kapitel der Umwandlungen.

Als Absatz aus Quellen und Gewässern, die freie Schwefelsäure enthalten, die von zersetzten Metallsulfureten herrührt und gleichzeitig aus der Einwirkung auf Kalksteine gelösten Kalk enthalten, kann ebenfalls Gyps sich niederschlagen. Die sogen. Dornsteine der Salinen bestehen je nach der Zusammensetzung der verdunsteten Salzsoolen entweder aus Kalkerdecarbonat oder aus deren Sulfat.

Auch Kieselsäure und die Verbindungen derselben (Quarz- und Silicatgesteine) vermögen sich als directe Niederschläge aus Lösungen zu bilden. Heisse und kalte Quellen, welche die in Gesteinen unter Mitwirkung von Alkalicarbonat gelöste Kieselsäure enthalten sind gar nicht selten. Es giebt vielfach sogen. versteinernde Bäche, in denen Holzstücke schnell von abgesetzter Kieselsäure imprägnirt und silicifirt werden. Die warmen Quellen scheiden, beim Verdampfen und wenn sich ihr Wasser über grössere Flächen verbreitet und schnell verdunstet, die Kieselsäure ab. Die so gebildeten Absätze enthalten die Kieselsäure in verschiedener Form: als Quarz, Chalcedon, Kieselsinter, Kieseltuff, Opal. Die verschiedenen Formen pflegen mit einander vorzukommen.

In den Kieselsäureabscheidungen aus Thermen pflegen Kalk und Eisenoxydulcarbonat meist gänzlich zu fehlen oder nur in geringer Menge vorhanden zu sein; die alkalischen Salze (Carbonate und Sulfate) sind viel leichter löslich, bleiben daher in Lösung und scheiden sich erst später und an anderen Orten aus. Die Absätze von Kieselsäure nehmen oft recht bedeutende Dimensionen an.

Der grosse Geysir in Island hat aus seinen Sintern und Tuffen, die aus verkieselten Pflanzenresten bestehen, einen weisslich grau gefärbten, flachgewölbten Kegel von ca. 10 Meter Höhe und fast 70 Meter Durchmesser aufgebaut. Das ganze Quellsystem, zu welchem er gehört, hat mit solchen Kieselsäureabsätzen eine Fläche von 1000 □ Meter bedeckt. Die Gesammtheit der dortigen Bildungen dieser Art umfasst ein Areal von 2 französ. Stunden Länge und ¼ Stunde Breite. Aehnliche Absätze von Kieselsäure kennt man in grosser Verbreitung auf den Azoren, den Canarischen Inseln, Madeira, in Californien, Nevada, Montana Wyoming in Nord-Amerika, auf den Phillippinen, in Grönland u. a. O. Ganz

besonders merkwürdig sind die durch von Hochstetter näher beschriebenen Kieselsinterablagerungen in dem Geysirgebiete der Seen im Mittelpunkte der Nord-Insel von Neu-Seeland, vor allem jene von Rotorua. In Nord-Amerika hat besonders das Geysirgebiet des Yellowstonerivers auf der Grenze der beiden Staaten Montana und Wyoming eine grosse Berühmtheit erlangt.

Hier liegt etwa 8 Kilometer oberhalb der durch ihre groteske Scenerie ausgezeichneten Wasserfälle des grossen Cañon dieses Flusses eine Gruppe von Dampf- und Schlammquellen, z. Th. erloschen, z. Th. aber noch in lebhafter dampfkesselartiger Thätigkeit. Eine Quelle führt den bezeichnenden Namen »Lokomotive yet«. Alle haben Schornsteine oder thurmartige Kegel aus schneeweissem oder von Schwefel gelb gefärbtem Kieselsinter aufgebaut. Die Quellen zählen nach Hunderten, einige ihrer Becken haben bis zu 40 sogar 70 Meter Durchmesser, die gebildeten Sinterkegel bis zu 15 Meter Höhe. Die Temperatur der Quellen schwankt von 50° C. bis 90° C. Es scheint, dass nur die heissesten Quellen reinen, blendend weissen Kieselsinter ausscheiden, während in denjenigen, deren Temperatur unter 65° beträgt, das gleichzeitig sich abscheidende Eisenoxyd die Sinter röthlich färbt.

Die zahlreichen Mineralbildungen in den Hohl- und Blasenräumen der Gesteine, unter denen gleichfalls die Kieselsäure in verschiedenen Formen eine hervorragende Rolle spielt, sind meist durch blosse Verdunstung kieselsäurehaltiger Lösungen entstanden. Die Mannigfaltigkeit ist durch das Hinzutreten anderer gelöster Substanzen und durch kleine Aenderungen in der Beschaffenheit der Lösung eine sehr grosse, wie dieses am besten die vielfarbigen Achate beweisen, welche die Mandelerfüllungen mancher Gesteine, besonders z. B. der Melaphyre bilden. Die Infiltrationsöffnungen sind an vielen deutlich zu erkennen: die zahlreichen, oft äusserst dünnen Lagen, die durch eine meist nur ganz minimale Beimengung verschiedene Farben erhalten, zeigen, wie vielfache kleine Wechsel in dem Gehalte der Lösung und gleichzeitig auch Intervalle in der Abscheidung eintraten. Die Verdunstung geschah ebenso langsam, wie die tropfenweise durch feine Haarspalten sich vollziehende Zufuhr. Lange Zeiträume umfasst die Bildung einer solchen Mandel, in der Hunderte verschiedener Lagen von Chalcedon übereinander sich folgen. Jede Achatmandel hat eine eigene Geschichte, kaum bei zweien ist der Verlauf der Bildung ein gleicher.

Eine gewisse, den Löslichkeitsverhältnissen entsprechende Folge in der Abscheidung der in den Mandelräumen durch blosse Verdunstung sich bildenden Minerale ist auch hier zuweilen zu erkennen. Chloritartige Produkte, die unmittelbar durch Auslaugung und Umwandlung der Gesteinsmasse selbst entstehen, sitzen unmittelbar auf der Wandung des Hohlraumes auf, dann folgen Quarz und Silicate, besonders die wasserhaltigen Silicate der Zeolithgruppe und zuletzt die Carbonate der Kalkerde und der Magnesia, die sich dann bildeten, wenn die zutretende Lösung durch ihren Gehalt an Kohlensäure auch gelöstes Kalkerdecarbonat mitbrachte. Dass die Lösungen die Stoffe, die sie enthalten, zum grössten Theile dem Gesteine selbst entnommen haben, in welchem sie auch die Absätze bilden, ist oft unzweifelhaft nachzuweisen. Nur seltener mag eine Zufuhr auch von weiter her stattgefunden haben.

Dass auch der Absatz einer Reihe der Silicate, die vorzüglich als gesteinsbildende vorkommen, in ähnlicher Weise aus Lösungen erfolgte, ist nach ihrem Auftreten gewiss, wenngleich uns noch die genaue Kenntniss der z. Th. com-

plicirten Verhältnisse der Zusammensetzung dieser Lösungen und der Wechselwirkungen der gelösten Substanzen aufeinander fehlt.

Solche Minerale sind z. B. Orthoklas, Albit, Plagioklas, Glimmer, Epidot, Turmalin u. a. Die meisten dieser Minerale sind zwar in Kohlensäure haltigem Wasser nur sehr schwer löslich, aber keineswegs ganz unlöslich. Das zeigen an vielen derselben die deutlichen Verwitterungserscheinungen.

Ein Theil der gesteinsartigen Klufterfüllungen oder Gangbildungen ist auf solche Weise entstanden, so z. B. granitartige Aggregate aus Quarz und Feldspath mit oder ohne Glimmer, wie sie in krystallinischen Gesteinen häufig sind. Sie zeigen z. Th. auch ganz analoge Structurverhältnisse wie die eigentlichen Mineralgänge und sind auch wie diese oft von einer Erzführung begleitet.

Die Mineralgänge sind an verschiedenen Mineralen reich. Sie führen entweder nur Kalkspath und diesen wieder am häufigsten, daneben Quarz, Schwerspath, Flussspath u. a. oder es kommen mit diesen zusammen noch metallische Minerale oder Erze darin vor. Sie erhalten dann als Erzgänge eine besondere Wichtigkeit.

Auch in die Gangspalten gelangen die darin zum Absatz kommenden Bestandtheile z. Th. mit Lösungen, die auslaugend auf die Nebengesteine gewirkt haben, z. Th. werden sie von weit her zugeführt.

Schwerspath ($BaO \cdot SO^3$) kann sich direkt aus der Lösung abscheiden, kann jedoch auch aus solcher, die Baryterdecarbonat enthält, unter Einwirkung loslicher Sulfate zum Ausfällen kommen. Er kann aus Schwefelbaryum durch Oxydation gebildet werden oder endlich aus einer Chlorbaryumlösung bei Gegenwart von Kalkerde- oder Magnesiasulfat sich abscheiden.

Auch Flussspath ist in Wasser löslich und kann sonach durch blosse Verdunstung einer Lösung entstehen, wie das auch die zahlreich von ihm umschlossenen Reste von Mutterlauge, Einschlüsse wässriger, kohlenwasserstoffhaltiger Lösung beweisen.

Auch zu den Gangmineralen gesellen sich die wasserhaltigen Silicate der Zeolithgruppe häufig hinzu.

Die Abscheidung der Erze in den Gangspalten ist gleichfalls aus Lösungen erfolgt, welche lösliche Metallsalze zuführten. Durch blosses Verdunsten der Lösung oder das Zusammentreffen mit andern Substanzen, die als Fällungsmittel wirkten, wurden sie niedergeschlagen.

Wiederum war die Lösung entweder durch einen direkten Auslaugungsprocess des Nebengesteins mit verschiedenen Stoffen beladen worden, oder aber Mineralquellen, die aus der Tiefe emporstiegen, brachten von dort die gelösten Metallsalze mit. Manche Quellen sind daran ganz ausserordentlich reich (pag. 128).

Manche Metallsilicate, z. B. von Kupfer, Zink, Silber, Blei u. a. sind in Wasser, das kohlensaures Alkali oder Baryt enthält, löslich und können daher auf diese Weise direkt aus Gesteinen, in denen sie in feiner Vertheilung vorhanden sind, ausgelaugt werden.

Die Absätze der Schwefelmetalle, die in den Erzgängen im Allgemeinen überwiegen, können aus sehr verschiedenartigen Lösungen erfolgen: aus Lösungen von Schwefelmetallen bei Gegenwart schwefelsaurer Alkalien oder alkalischer Erden; aus Lösungen von Carbonaten, Sulfaten u. a. der schweren Metalle, wenn diese Lösungen mit Sulfureten der Alkalien oder alkalischen Erden zusammentreffen (Na^2S, CaS); endlich auch aus Lösungen von Metallsulfaten, welche durch organische Substanz zu Metallsulfuriden reducirt werden. Ebenso können Sulfosalze

sich bilden. In einer Lösung von Schwefelalkalien sind sie löslich und fallen daraus durch Verdunstung oder durch Fällung mit Schwefelwasserstoff.

Solche Schwefelverbindungen sind z. B. Sulfurete: Blende (ZnS), Bleiglanz (PbS), Silberglanz (Ag^2 S), Pyrit (FeS^2), Kupferglanz (Cu^2 S), Kupferkies ($CuS + FeS$): Sulfosalze: Rothgültigerz ($3Ag^2S + As[Sb]^2S^3$), Kupferantimonglanz ($Cu^2S + Sb^2S^3$), Zinkenit ($PbS + Sb^2S^3$) und v. a.

So liefert z. B. Eisenoxydhydrat mit einer Lösung von Schwefelkalium oder mit Schwefelwasserstoff behandelt Schwefeleisen. Schwefelzink (Blende) und Schwefelblei (Bleiglanz) erhält man nach Senarmont als krystallinische Abscheidung aus einer Lösung dieser Schwefelmetalle in erwärmtem schwefelwasserstoffhaltigem Wasser. Dass auch die Arsen- und Antimonverbindungen der Schwermetalle als Absatz aus der Lösung in Sulfureten der Alkalien oder alkalischen Erden, vielleicht auch als Fällung aus einer Lösung mittelst Arsenwasserstoff sich bildeten, ist sehr wahrscheinlich.

Schwefel wird ebenfalls z. Th. durch direkte Abscheidung aus schwefelwasserstoffhaltigen Quellen gebildet. Viele Thermen, die wesentlich Kalktuff absetzen, scheiden mit diesem auch Schwefel ab, so die schon erwähnte Quelle von St. Filippo in Toscana, die Thermen in der römischen Campagna u. A. Auch der Travertin der schwefelwasserstoffhaltigen Seen, z. B. des Lago sulfureo u. a. eben daselbst enthält ziemlich viel Schwefel. Auch ein Theil der älteren Schwefelablagerungen ist aus schwefelwasserstoffhaltigen Seebecken niedergeschlagen, so z. B. die Schwefellagerstätte von Swosczowice bei Krakau. Die miocänen Thon- und Mergelkalkschichten sind innig von Schwefel durchdrungen und dieser bildet darin auch derbe, krystallinische Aggregate und ellipsoidische Concretionen.

Nach den Untersuchungen von Mottura sollen die Schwefelablagerungen von Sicilien, die über ein sehr grosses Gebiet vorzüglich der südlichen Hälfte der Insel sich erstrecken, ihren Ursprung der Abscheidung aus Wasserbecken verdanken, in denen Schwefelcalcium, Schwefelwasserstoff und Kalkerdecarbonat sich in Lösung befanden. Diese sollen aus den unterliegenden Gypsen durch organische Substanzen reducirt worden und in die aufsteigenden Quellen gekommen sein. Freilich sind die Verhältnisse des Vorkommens der sicilianischen Schwefellager mit denen von Swosczowice so vollkommen analog, dass auch die Annahme einfacher Abscheidung aus schwefelwasserstoffhaltigen Quellen, die in isolirten Becken zu Tage treten, in denen Kalkerdecarbonat als wesentliche Bildung producirt wird, durchaus nicht ausgeschlossen scheint. Die in Kalksteinen abgelagerten von Gyps umgebenen Schwefellager von Kchiuta, nördl. vom Dorfe Tschirgat in Ost-Turkestan sind ebenfalls blosse Niederschläge schwefelwasserstoffhaltiger Quellen; der Gyps ist erst das Produkt der Einwirkung des oxydirten Schwefels auf Kalkerdecarbonat. So möchten auch die sicilianischen Gypse eher das sätere Produkt der Einwirkung der aus den schwefelhaltigen Schichten gebildeten Schwefelsäure auf ursprüngliche Kalksteine sein.

Auch noch für eine grosse Zahl anderer Mineralbildungen, die aber als geologische oder gesteinsbildende keine besondere Bedeutung haben, ist es zweifellos, dass sie als direkte Abscheidung aus Lösungen entstehen können; deren Beschaffenheit und die Wechselwirkungen der darin gleichzeitig in Lösung befindlichen Stoffe sind aber unbekannt. Die Möglichkeit der Combinationen ist eben unendlich gross. Aus dem Abgesetzten lässt sich nicht auf die Natur der

Lösung schliessen und das aus irgend einer Lösung Abgeschiedene ist nicht nothwendig in derselben Lösung auch wieder löslich.

Eine besondere Stellung unter den als Niederschläge gebildeten Gesteinen nehmen noch die durch den Einfluss organischer Substanzen oder lebender Organismen eingeleiteten Abscheidungen ein. Soweit hierbei die Beschaffenheit oder Thätigkeit der Organismen, Thiere oder Pflanzen, eine auf die Production wirksamer Agentien gerichtete ist, gehören diese Bildungen doch wohl richtig in die Gruppe chemischer Processe.

Aus verwesenden Thier- und Pflanzenresten entsteht eine ganze Reihe organischer Säuren, z. B. Humussäure, Quellsäure u. a., welche als Lösungsmittel für mineralische Stoffe dienen können, durch Oxydation entstehen aus diesen Lösungen wieder Niederschläge. In Torfmooren oder Sümpfen wird von den organischen Säuren und der Kohlensäure lösliches Eisenoxydulsalz gebildet, das sich zu Eisenoxydhydrat oxydirt und als solches niederfällt. Die sogen. Rasen- und Sumpferze, die in grosser Verbreitung vorkommen, sind auf diese Weise entstanden. Die mit irisirenden, eigenthümlich fettig erscheinenden Häuten von Eisenoxydhydrat überzogenen Wassertümpel in sumpfigen Wiesen, zeigen den Beginn dieses Processes.

Ein grosser Theil der Schwefelmetalle, so ganz besonders das Schwefeleisen FeS^2, Pyrit, entsteht als Absatz aus Quellen, die solche lösliche Eisenverbindungen organischer Säuren und gleichzeitig Sulfate enthalten. Viele Thermal- und auch kalte Quellen setzen Schwefeleisen ab, wenn sie neben den Carbonaten von Kalkerde und Eisenoxydul Gyps enthalten und dann mit organischen Substanzen in Berührung kommen. So enthalten manche dunkel gefärbte Kalkschlämme Schwefeleisen als färbende Substanz, die Absätze der Eisenwasser von Stolypin z. B. sogar über 25 §. Auch parallel den Spaltungsflächen (Rhomboëderflächen) grosser Kalkspaltkrystalle findet sich zuweilen Pyrit in feinen, körnigen Lagen eingeschaltet, der in ähnlicher Weise gebildet sein muss.

II. Chemische Umwandlung von Mineralen und Gesteinen.

Auch bei allen in dieser Gruppe zusammenzufassenden Processen ist Wasser oder kohlensäurehaltiges Wasser der Träger und Vermittler der eintretenden Reactionen. Die verschiedenartige Beschaffenheit der Lösungen hängt einmal davon ab, welche Minerale dieselben schon an anderen Stellen zu lösen vermochten und dann von denen, die sie in Association dort vorfinden, wo sie ihre umwandelnden Wirkungen ausüben. Carbonate, Silicate, Sulfate, Schwefelmetalle, Oxyde, organische Stoffe kommen hierbei in verschiedener Weise in Betracht. In dem Zusammentreffen vieler gleichzeitig in Lösung befindlichen Substanzen eröffnet sich die Möglichkeit vielartiger Wechselwirkungen chemischer Verwandtschaften.

Die besten Beispiele liefern die sogen. Pseudomorphosen der Minerale, bei denen sich im Kleinen die gleichen Processe vollziehen, die im Grossen auch ganze Gesteinsmassen zu ergreifen vermögen. Man könnte darum füglich für beide Vorgänge auch den gleichen Namen wählen. Umwandlungen von Gesteinen pflegt man aber als Metamorphosen zu bezeichnen. Eine ganz besondere Art der Metamorphose, die unter der direkten Einwirkung eines Gesteines auf ein anderes benachbartes, beiderseitige Veränderungen zu Wege bringt, die sogen. Contaktmetamorphose soll hier aus der Betrachtung ausgeschlossen bleiben. Von ihr soll in einem eigenen Kapitel die Rede sein. (S. Metamorphismus.) Der

Vorgang der Umwandlung von Mineralen und Gesteinen lässt sich in den meisten Fällen einfach durch Formeln schematisch darstellen, wie solche auch zur Erläuterung chemischer Reactionen verwendet werden. Folgende Fälle der Umwandlung eines Gesteines durch hinzutretende Lösungen oder chemisch wirksame Reagentien in Lösung sind darnach überhaupt möglich:

1. Ein Gestein A nimmt aus einer Lösung B auf und bildet nun eine complicirtere Verbindung. Aufnahme von Bestandtheilen: z. B. $CaO \cdot SO^3 + 2aq$; $CaO \cdot CO^2 + MgO$;
2. Ein Gestein AB giebt B ab; Veränderung durch blossen Austritt eines Bestandtheiles: z. B. $(2CaO \cdot CO^2 + MgO \cdot CO^2) - CaO \cdot CO^2 = CaO \cdot CO^2 + MgO \cdot CO^2$.
3. Eine mit A zusammentreffende Lösung B giebt B ab und nimmt dafür aus A auf: einfacher Austausch von Bestandtheilen: z. B. $2CaO \cdot CO^2 + MgO - CaO = CaO \cdot CO^2 + MgO \cdot CO^2$.
4. Das Mineral oder Gestein AB und eine Lösung CD wirken so aufeinander, dass D gegen A ausgetauscht in Lösung geht, BC aber als schwerer lösliche Substanz ausgeschieden zurückbleibt. Diese kann sich später mit einer Lösung EF in der gleichen Weise umsetzen und so FC entstehen, in welchem gar kein Bestandtheil des ursprünglichen Mineralkorpers mehr vorhanden ist. Complicirter Austausch von Bestandtheilen: z. B.
$$CaO \cdot SiO^2 ; K^2O \cdot CO^2 = CaO \cdot CO^2 + K^2O \cdot SiO^2;$$
$$CaO \cdot \overline{CO^2} ; PbO \cdot SO^3 = \overline{CaO \cdot SO^3} + \underline{PbO \cdot CO^2}.$$

Bei den Gesteinen kommen die einfacheren Vorgänge der 3 ersten Umwandlungsprocesse am häufigsten vor, bei den Mineralien freilich auch die complicirteren Veränderungen der letztgenannten Art, die in selteneren Fällen für ganze Gesteine Bedeutung gewinnen und dann in der Regel doch mit einem der ersteren Processe vereint und diesen gewissermaassen begleitend auftreten.

1. Aufnahme von Bestandtheilen.

Einer der gewöhnlichsten und verbreitetesten Vorgänge dieser Art besteht in der Aufnahme von Wasser durch Gesteine, die ursprünglich als wasserfreie Verbindungen gebildet waren. Das Wasser kann hierbei entweder nur als ein mechanisch gebundenes aufgenommen werden, oder aber als Krystallwasser nach stochiometrischen Verhältnissen in chemische Bindung eintreten. Das erstere ist z. B. der Fall mit dem Wassergehalte, der in verwitternden Basalten und anderen in wasserfreier Beschaffenheit gebildeten Gesteinen nach und nach eintritt und zunimmt. Dieser Vorgang ist nur insofern von einiger Bedeutung, als diese Wasseraufnahme gewissermaassen die Einleitung ist zu allen Umwandlungserscheinungen chemischer Art, die in einem Gesteine vor sich gehen.

Weit bedeutender ist der andere Fall, wenn z. B. aus dem wasserfreien Anhydrit ($CaO \cdot SO^3$) durch Wasseraufnahme Gyps ($CaO \cdot SO^3 + 2aq$) gebildet wird, oder aus dem Eisenglanz (Fe^2O^3) das Eisenoxydhydrat, Brauneisenerz ($2Fe^2O^3 + 3aq$) hervorgeht.

Gerade das erste dieser beiden angeführten Beispiele ist geologisch von sehr grosser Wichtigkeit; ganze Schichtencomplexe sind in dieser Weise verändert worden oder noch in der Umwandlung begriffen.

Die durch eine winkelähnliche Spaltbarkeit ausgezeichneten Anhydritstücke verwandeln sich von den Spaltungsfugen ausgehend bei der sehr grossen Neigung zur Wasseraufnahme schnell in matten, pulvrigen Gyps und blättern sich dabei

auf. Wenn man Anhydritpulver befeuchtet, so bedeckt es sich unter dem Mikroskope schnell mit winzigen Nädelchen von Gyps.

Ueberall dort, wo Anhydrit auf den Halden der Gruben liegt, in denen er gewonnen wird, verliert er bald seine blaugraue Farbe und seinen Glanz, wird bröcklich, matt weiss, pulverig und geht äusserlich in Gyps über, während er im Inneren noch unverändert bleibt. Dabei findet eine Volumvermehrung statt: 1 Vol. Anhydrit giebt = 1,6 Vol. Gyps. Daher auch das Aufblättern und Ausbiegen der Stücke langs der Spaltungsfugen. Etwa vorhandene leere Räume in den Anhydritmassen werden bei der Umwandlung vollkommen zugedrückt und so schliessen sich z. B. die Stollen in den Anhydritbergwerken der Gegend von Bex im Canton Wallis unaufhaltsam wieder zusammen, indem die Masse von allen Seiten durch die Volumvermehrung nach der Mitte vordringt. Ganze Anhydritstöcke, die den Schichtensystemen der Dyas, Trias und Tertiärformation eingeschaltet liegen, wandeln sich auf diese Weise in Gyps um; dabei haben die durch ihre Ausdehnung bedingten dislocirenden Wirkungen auf die aufgelagerten und benachbarten Gesteine ebenfalls grosse Dimensionen angenommen. Diese Gesteine werden zum Ausweichen gezwungen und erscheinen gehoben, vielfach gefaltet, zerbrochen und überstürzt, kurz in ihren Lagerungsverhältnissen in vielfacher Weise gestört.

Die andere oben als Beispiel angeführte Umwandlung durch Wasseraufnahme vollzieht sich an den Oxyden des Eisens. Blöcke von Rotheisenstein oder Eisenglanz überziehen sich mit bunt irisirenden Häuten von Eisenoxydhydrat und wandeln sich nach und nach bis tief ins Innere hinein und endlich ganz in Brauneisenstein um.

So verändern sich denn auch die von der atmosphärischen Feuchtigkeit und durchsickernden Wassern erreichbaren Theile von Eisenerzlagerstätten und gehen in Brauneisenstein über. An den berühmten Eisenglanzlagern der Insel Elba ist diese Umwandlung schon tief ins Innere vorgedrungen.

Wird mit dem Wasser gleichzeitig Kohlensäure aufgenommen, so kann sich auch das Eisenoxydulcarbonat, Spatheisenstein, bilden, ein jedoch seltener und nur in thermalen Quellen beobachteter Vorgang.

Eine andere Art der Umwandlung der weit verbreitet in der Natur vorkommenden Eisenoxyde beruht in der Aufnahme von Sauerstoff. So kann z. B. aus Magneteisen ($Fe^2O^3 \cdot FeO$) durch Oxydation des Eisenoxyduls sich Eisenoxyd, d. i. Rotheisenstein bilden. Die Belege für diesen Vorgang sehen wir in den nicht selten gefundenen Pseudomorphosen von Eisenoxyd nach Magneteisen. Auf diese Weise mögen auch gewisse Roth- oder Brauneisensteinlager in krystallinischen Schiefergesteinen z. B. Chlorit- und Talkschiefern als solche durch Oxydation und nachherige Wasseraufnahme aus Magneteisen hervorgegangene Umwandlungsprodukte gelten können. In ihnen kommen oft die drei Minerale noch gleichzeitig neben einander vor. Dieselbe Umwandlung durch Sauerstoff und Wasseraufnahme zeigen auch die Magneteisenkrystalle und Körner in vielen Gesteinen, die mit brauner Zone umhüllt oder auch gänzlich mit brauner Farbe durchscheinend geworden sind. Auch hier lassen sich alle Stadien des Processes nebeneinander nachweisen.

Eine Umwandlung der Kalksteine in Dolomite, also des Kalkerdecarbonates in das Doppelsalz, wäre, da das Magnesiacarbonat schwerer löslich ist, als Kalkerdecarbonat theoretisch auch in der Weise denkbar, dass den Kalksteinen Magnesia zugeführt würde, wie es der pag. 138 sub 1 gegebenen Formel entspräche. In

der Natur ist das aber wohl nur in ganz seltenen Fällen erfolgt. Die Bildung der Dolomite vollzog sich immer durch Abgabe von Kalkerde oder gleichzeitige Aufnahme d. i. also Austausch von Kalkerde gegen Magnesia.

Aufnahme von Wasser erfolgt auch sogar beim Quarze und damit dessen oberflächliche Umwandlung in amorphe Kieselsäure von opalartiger Beschaffenheit. Dieser Vorgang kann füglich auch als die Einleitung der Umwandlung des Quarzes in wasserhaltige Silicate z. B. Speckstein angesehen werden.

Eine ähnliche Umwandlung ist auch die Hydratisirung der Feuersteine und Achate[1]. Sie werden undurchsichtig, weisslich, erdig und sogar weich. Zunächst handelt es sich um eine Wasseraufnahme, jedoch auch eine gleichzeitige Lösung und Wegführung der Opalsubstanz in der äusseren Kruste. So wenigstens ist nach Friedel's Untersuchungen die Erscheinung zu erklären. Auch die weisse Rinde der aus der Kreide stammenden Feuersteine, ist keineswegs eine durch blosse Hydratisirung hervorgerufene Umwandlung, sondern eine durch die Mitwirkung des Kalkerdecarbonates verursachte Auslaugung und eine der äusseren Rinde durch beigemengten Kalk verliehene milchweisse Färbung.

2. Abgabe von Bestandtheilen.

Soweit es sich nicht um Minerale, sondern um Gesteinsumwandlungen von geologischer Bedeutung handelt, ist diese Art von Processen keineswegs sehr häufig.

Es kann durch Abgabe von Wasser Brauneisenstein in Rotheisenstein zurückverwandelt werden, auch Gyps sogar wieder in Anhydrit übergehen. Das beweisen z. B. die Pseudomorphosen von Gyps in Anhydrit von Sulz am Neckar. Wenn Chlornatrium gegenwärtig ist (vergl. pag. 133), vollzieht sich die Umwandlung von Gyps in Anhydrit auch schon bei gewöhnlicher Temperatur. So entstanden u. a. nach Haidinger die Vorkommen von Hall in Tyrol, wo Anhydrit in körnigen Aggregaten die Räume ehemaliger Steinsalzwürfel erfüllt, an deren Stelle zuerst Gyps getreten war.

Von grösserer Ausdehnung erscheinen nur die Umwandlungen von Kalksteinen, denen durch blosse auflösende Wirkung der kohlensäurehaltigen Wasser Kalkerdecarbonat entzogen wird. Sind diese Kalksteine unrein und enthalten z. B. Magnesiacarbonat, Quarz, Thon oder Silicate, so bleiben diese ungelöst zurück und werden natürlich im Reste immer mehr angereichert. So können durch allmähliche Auslaugung nur wenig Magnesia haltender Kalksteine wirkliche Dolomite gebildet werden. Durch Entfernung des leichter löslichen Kalkes aus magnesiahaltigen Kalksteinen werden diese zellig, porös und bröcklich. Der Dolomit bleibt endlich allein zurück und füllt in krystallinischer Neubildung z. Th. die entstandenen Hohlräume wieder aus. Bleibt der Dolomit hingegen in lockerer, körniger Gestalt übrig, so bilden sich die so oft vorkommenden dolomitischen Sande oder sogen. Aschen.

Versuche unter Anwendung von kohlensäurehaltigem Wasser auf magnesiahaltige Kalksteine ergeben die Richtigkeit des angenommenen Umwandlungsweges. Der dolomitische Kalkstein verliert zunächst nur Kalkerdecarbonat. Aus einem Dolomit der Marmolata in Südtyrol, der 13,94% kohlensaure Magnesia neben Kalkerdecarbonat enthielt, zeigte sich nach 48stündiger Einwirkung nur eine Spur von Magnesia gelöst[2]. Auch das Vorkommen von Rollstücken von dolo-

[1] Friedel, Compt. rend. 81, 979.

[2] Doelter u. Hörnes, Jahrb. d. geolog. Reichsanstalt. Wien 1875, 328.

mitischem Kalkstein in Dolomitasche eingebettet, wie sie unter den alpinen Geröllen vorkommen, beweisen diese Umwandlung.

So können nun auch ganze Schichtencomplexe, die aus nur schwach dolomitischen Kalksteinen bestanden, in Dolomite umgewandelt worden sein. Die Kalksteinmulden der Kohlenformation im Grenzgebiete zwischen Belgien und Deutschland in der Gegend von Aachen, die u. A. die bekannten Galmeierzlagerstatten des Altenberges führen, erscheinen in dieser Weise z. Th. in Dolomite umgeändert. Die oberen und ausgehenden Theile einer Mulde bestehen aus Thonen, z. Th. reichlich mit Eisenoxyd imprägnirt, oft vollkommen fette Röthel. Das sind die unlöslichen Rückstände der ursprünglichen Kalksteine, aus denen die Carbonate gänzlich entfernt sind. Unter diesen liegen Dolomite, aus denen das ursprünglich überwiegende Kalkerdecarbonat fortgeführt wurde und diese wieder liegen den noch fast unveränderten und nur wenige Procent Magnesiacarbonat enthaltenden Kalksteinen auf. Die analytische Untersuchung der in immer grösserer Entfernung von dem unveränderten magnesiahaltigen Kalksteine entnommenen Dolomitproben ergiebt dieses auf das Unzweifelhafteste. In dem Kalksteine beträgt der Gehalt an Magnesiacarbonat nur 4 %; die Dolomite weisen im Maximum einen Gehalt von 38,89 % Magnesiacarbonat und 52,64 % Kalkcarbonat auf und zwischen beiden liegen alle möglichen in diesen Grenzen schwankenden Mischungen beider Carbonate in den Kalksteinen vor[1]).

In den durch die Umwandlung und die damit verbundene Volumenverminderung zerklüfteten und mit grösseren Hohlräumen erfüllten Dolomitmulden hat sich der Absatz der Zinkerze vollzogen. Ob diese lediglich durch Zufuhr des Zinkoxydcarbonates, oder durch einen Austausch desselben gegen Kalk- und Magnesiacarbonat sich gebildet haben, also gewissermassen als pseudomorph nach jenen anzusehen seien, ist nicht ganz leicht zu entscheiden. Da hier ein abnehmender Gehalt an Zinkoxydcarbonat den Dolomiten gegen die Kalksteine eigenthümlich ist, so würde daraus wohl eine grössere Wahrscheinlichkeit für den Process des Austausches sich folgern lassen. Auch die Nester von Brauneisenstein in jener Gegend, die in Klüften und Höhlungen des dolomitischen Kalksteines meist nur oberflächlich auftreten, verdanken ihre Entstehung ähnlichen Vorgängen. Es sind z. Th. neu abgesetzte Residua der Auflösungsprocesse der Carbonatgesteine.

Ganz ähnliche Verhältnisse wiederholen sich in den mehr oder minder dolomitischen devonischen Stringocephalenkalken der Lahngegend und bei Iserlohn, wo überall Thone auf Dolomit und Kalksteinen aufliegen, die in letzterer Gegend auch Zinkerze führen. Auch diese Thone können als die unlöslichen Rückstände der in Lösung fortgeführten Carbonate des Kalkes und der Magnesia gelten. Hierauf soll später noch einmal zurückgekommen werden.

3. Umwandlung durch Austausch.

Weitaus die verbreitetesten chemischen Processe, die eine geologische Bedeutung haben, bestehen in einer austauschenden Wechselwirkung von Lösungen auf Gesteine oder Mineralaggregate, wie sie unter 3 pag. 138 schematisch erläutert wurde.

Ein einfacher Austausch bewirkt die in grossem Maassstabe geschehene Umwandlung der Kalksteine in Dolomite. Magnesiahaltige kohlensaure Lösungen

[1]) v. Lasaulx, de Dolomito calaminaeque sede in monte altenberg etc. Bonn 1865. Inaug. Dissert. pag. 23.

wirken auf das Kalkerdecarbonat in der Weise ein, dass sie einen Theil desselben in Lösung aufnehmen und dagegen das schwerer lösliche Magnesiacarbonat absetzen und so das Doppelsalz bilden. Diese Art der Umwandlung beweisen zahlreich vorkommende Pseudomorphosen von Dolomitspath nach Kalkspath, deren Kern z. Th. noch unveränderten magnesiafreien Kalkspath zeigt. Dieselben sind stets mehr oder weniger hohl, zellig, porös; die Folge der bei der Umwandlung eintretenden Volumverminderung, die aber nicht in gleichem Maasse bedeutend ist, wie bei der oben pag 141 angeführten Dolomitbildung durch blosse Abgabe des Kalkcarbonates aus magnesiahaltigen Kalksteinen. In letzterem Fall würde der Dolomit im Minimum nur etwa $\frac{1}{5}$ der Masse des umgewandelten Kalksteines einnehmen, wenn dieser ursprünglich ca. 10 $\frac{0}{0}$ Magnesiacarbonat enthalten hätte und zu dem einfachen Doppelsalze umgewandelt worden wäre; im Falle des Austausches aber würde das aus gleichen Aequivalenten gebildete Doppelsalz nur etwa $\frac{1}{12}$ an Volumen verloren haben, also $\frac{11}{12}$ der ursprünglichen Masse des Kalksteines einnehmen. Andere Verhältnisse der Zufuhr und Auflösung bedingen natürlich andere Werthe. Immer aber bleibt die Volumverminderung hinter der jenes früheren Processes weit zurück.

Wir haben sonach 3 Arten der Dolomitbildung kennen gelernt: direkter Absatz von Dolomit aus der Lösung und die beiden Arten der Umwandlung aus Kalksteinen. Nicht für alle Dolomitvorkommen ist es leicht, eine Entscheidung zu geben, in welcher Art sie gebildet wurden. Dort, wo Kalk- und Dolomitschichten, oft in dünnen Lagen mit einander wechseln und dabei scharf und ohne vermittelnde Uebergänge von einander geschieden sind, können nur direkte ursprüngliche Absätze vorliegen. Wo aber das Aeussere der Gesteine tiefgreifende Umänderung erkennen lässt, wodurch die Schichtung verwischt ist und die im Gestein eingeschlossenen Fossilien grösstentheils verschwunden sind, wo gleichzeitig eine bedeutende Lockerung und Cavernosität des Gesteines vorliegt, da ist ein aus Kalkstein umgewandelter Dolomit anzunehmen. Ist er durch allmähliche Uebergänge mit einem magnesiafreien Kalksteine verbunden, so ist nothwendig die Umwandlung durch Austausch geschehen. In dieser Weise gebildete Dolomite besitzen auch als besonders charakteristische Beschaffenheit eine reinere, von fremden Bestandtheilen freie Mischung; während im Gegentheile bei den durch blosse Auslaugung des Kalkerdecarbonates gebildeten eine bedeutende Anreicherung der nicht löslichen Stoffe stattfand und damit eine stärkere Verunreinigung durch Quarz, Thon u. s. w. vorhanden sein muss.

Aus der Gesammtheit der Erscheinungen, wie sie in einem Dolomitgebirge vorliegen, wird sich erst erkennen lassen, wie es entstanden ist. Vielleicht dürfte in Wirklichkeit der umständlichere Vorgang des Austausches auch der seltenere Weg zur Dolomitbildung gewesen sein, während man früher vielmehr geneigt war, mehr oder weniger alle Dolomite auf diesen zurückzuführen.

Ganz analog verlaufen die Umwandlungsprocesse des Kalkerde- oder Kalkerdemagnesiacarbonates in Zinkoxydcarbonat, Zinkspath.

Wo kohlensaure Wasser, die das Zinkcarbonat in Lösung enthalten, auf Kalksteine oder Dolomite einwirken, tritt das schwerer lösliche Zinkcarbonat an die Stelle der beiden anderen, in Lösung übergeführten. Das beweisen die bekannten Pseudomorphosen von Zinkspath nach Kalkspath. So können auch ganze Schichten oder Schichtentheile von Kalksteinen in Zinkerze umgewandelt werden. In den Zinkerzlagerstätten der Gegend von Iserlohn, die in den Kalken der mittleren devonischen Formation auftreten, erscheinen die für die ursprünglichen Kalk-

steine charakteristischen Schalen der Stringocephalen in Zinkcarbonat umgewandelt.

Die Zinkerze finden sich auf Klüften und Rissen oder grösseren Ausbuchtungen, die mehr oder weniger tief und ausgedehnt in die Kalksteine hineingreifen. Ganz die gleichen Erscheinungen bieten die Zinkerzvorkommen der Umgegend von Bergisch Gladbach und Paffrath in der Rheinprovinz. Das Hauptvorkommen der Erze besteht in der Ausfüllung von Mulden und Trichtern, die sich von der Oberfläche in den Kalkstein und Dolomit hineinziehen. Ueberall sind die Zinkerze von fetten Thonen begleitet, die als die Residua der Auslaugung der Kalksteine in gleicher Weise zurück geblieben sind, wie es schon pag. 142 angeführt wurde.

Die mit dem Zinkcarbonat in diesen Lagerstätten auftretenden Kieselzinkerze sind durch einen weiteren Process des Austausches der Kieselsäure gegen die Kohlensäure unter der Einwirkung gelöster Silicate entstanden. Die begleitenden Eisenerze sind ebenfalls Reste der ausgelaugten Kalksteine, ursprünglich Eisenoxydulcarbonat, das sich dann in Brauneisenstein umgewandelt hat.

Die bedeutenden Zinkerzlagerstätten der spanischen Provinz Santander, die der Juraformation eingeschaltet sind, scheinen nach den ausführlichen Beschreibungen von O'Reilly und Sullivan[1]) ihre heutige Zusammensetzung ähnlichen, vielartigen Umwandlungsprocessen zu verdanken.

Das Zinkcarbonat, das hier die Hauptrolle spielt, ist ebenfalls aus Kalksteinen und Dolomiten hervorgegangen. Es finden sich zahlreiche Kalkspathkrystalle in Zinkspath umgewandelt und viele nieren-, erbsen-, kugelförmigen und stalaktitischen Gestalten, in denen die Zinkblüthe, basisches Zinkcarbonat ($ZnO \cdot CO^2 + 2H^2ZnO^2$) im Thale von Udias in der Provinz Santander erscheint, ahmen in der auffallendesten Weise die Gestalten des Aragonites, z. B. der sogen. Eisenblüthe und der Erbsensteine nach. An manchen Stellen geht das Zinkcarbonat ganz allmählich in Kalkstein oder Dolomit über, so z. B. in den Gruben von Venta und Vicenta in derselben Provinz. Wo die Zinkcarbonate durch Eisen roth gefärbt sind, stammen sie aus umgewandelten Dolomiten, in denen schon durch die Dolomitisirung der Eisengehalt concentrirt wurde; die weissen Erze stammen direkt aus Kalksteinen ab. Durch die Einwirkung schwefelsäurehaltiger Lösungen auf die Carbonate werden aus diesen Metallsulfurete gebildet, aus Zinkcarbonat: Blende, aus Bleicarbonat: Bleiglanz. Diese können hinwiederum in Carbonate zurückverwandelt werden. So folgen sich vielfach wechselnde, förmlich alternirende Umwandlungsprocesse. Aus dem Zinkcarbonat entsteht auch das Silicat des Kieselzinkerzes; da aber auch dieses in kohlensäurehaltigem Wasser löslich ist, so kann es auch wieder in Zinkspath zurückgehen, während die dabei ausgeschiedene Kieselsäure als Quarz oder Opal zum Absatze kommt. So überrindet z. B. auch auf der früher schon erwähnten berühmten Zinkerzlagerstätte des Altenberges gar nicht selten eine Hülle von Zinkspath in Krystallen die Krystalle von Kieselzinkerz, und Aggregate jener erscheinen geradezu in den tafelförmigen Gestalten dieser.

Eine sehr gewöhnliche und in weiter Verbreitung vorkommende Umwandlung ist die des Spatheisensteines ($FeO \cdot CO^2$) in Eisenoxydhydrate ($2Fe^2O^3 + 3aq$ = Brauneisenstein, oder $Fe^2O^3 + aq$ = Göthit) oder auch in Rotheisenstein (Fe^2O^3). Das Wasser treibt die Kohlensäure aus ihrer Verbindung mit dem

[1]) Notes on the Geol. and Mineralogy of the prov. Santander and Madrid. London 1863.

Eisen aus, das Eisenoxydul geht durch Aufnahme von Sauerstoff d. i. Oxydation in das Oxyd über.

Die Umänderung beginnt damit, dass die Oberfläche des Spatheisensteins dunkelbraun oder schwärzlich gefärbt wird, Glanz und Spaltbarkeit gehen verloren. Dennoch bleibt in dem gebildeten Brauneisenstein die Structur des Spathes noch lange sichtbar und unveränderte Reste desselben zeigen sich im Inneren.

Viele Spatheisensteingänge und Stöcke sind in ihren oberen Theilen als Brauneisensteinlager bekannt: so die vielen Gänge, die im Gebiete der devonischen Formation im Bergrevier von Siegen und im Nassau'schen auftreten, die Spatheisensteinstöcke in Kärnthen, so vor allem der sogen. Hüttenberger Erzberg, wo alle Stadien der Umwandlung gleichzeitig vorhanden sind. Die in den oberen Bausohlen der Bergwerke vorkommenden Eisenoxydhydrate, die in der Tiefe Spatheisensteine und die oft mit diesen zusammen einbrechenden Blei- und Silbererze verrathen, nennt der deutsche Bergmann: den eisernen Hut und darauf gründet sich der alte Bergmannsspruch: Kein Bergbau ist gut, der nicht hat den eisernen Hut.

Auch die Mangancarbonate unterliegen einer ähnlichen Umwandlung zu Pyrolusit (MnO^2) und anderen Oxyden. Diese finden sich in krystallinischen oder nierenförmigen Aggregaten in den Hohlräumen des umgewandelten Eisenspathes, mit dem sie auftreten, begleiten und bedecken ihn als Psilomelan oder Wad. —

Die auf Erzlagerstätten in grosser Verbreitung vorkommenden Metallsulfuride haben wieder andere Umwandlungsprocesse veranlasst. Die Schwefelsäurebildung durch Oxydation wandelt das Sulfurid in Sulfat um, wie schon früher angegeben (pag. 136) wurde. Aber da die Metallsulfate zu den leichtlöslichsten Verbindungen gehören, so werden sie grösstentheils in Lösung fortgeführt und wirken auf andere Stoffe ein, mit denen sie zusammentreffen. Die Einwirkung einer solchen schwefelsäurehaltigen Lösung auf Kalkstein wurde ebenfalls schon im Vorhergehenden erwähnt, es geht daraus Gyps hervor; wenn Baryum vorhanden war, entsteht auch Baryt ($BaO \cdot SO^3$). Trifft eine solche Lösung Magnesiacarbonat, so bildet sich Bittersalz, das in krystalllinischen, haarförmigen Ausblühungen ziemlich verbreitet ist. Die Metalle hingegen gehen aus der Sulfatlösung bei der Gegenwart von Carbonaten als Metallcarbonate hervor.

Wo die aus Metallsulfuriden gebildeten Sulfatlösungen auf Silicate, besonders auf Thonerde haltige, einwirken, entstehen sehr verschiedenartige schwefelsaure Thonerdeverbindungen. Diese wieder vereinigen sich mit Alkali- oder Metallsulfaten zu sogen. Alaunen. Ihre Zusammensetzung entspricht der allgemeinen Formel: $RO \cdot SO^3 + Al^2O^3 \cdot SO^3 + 24$ aq., wo $RO =$ Kali, Natron, Ammoniak, Magnesia, Manganoxydul, Eisenoxydul u. a. So entstehen denn auch die in der Tertiärformation weit verbreiteten Alaunschiefer und Alaunsteine.

Nur locale Bedeutung und eine solche nur für die Erzführung der Erzgänge hat eine Reihe weiterer Umwandlungen solcher Metallsulfuride. Aus Blende (ZnS) geht Zinkspath hervor, daraus Kieselzinkerz (pag. 145), aus dem verbreiteten Kupfererzen, dem Kupferkies ($CuS + FeS$) entstehen Sulfate und daraus die Carbonate Kupferlasur und Malachit, wo mit dem Sulfat Silicate zusammentreffen, auch Kieselkupfer. Auch kann durch Fortführung des gebildeten Kupfersulfates der Kupferkies in Eisenkies oder Pyrit FeS^2 und dieser wieder durch einen gleichen Process in Brauneisenstein Fe^2O^3 umgewandelt werden.

Der letztere Process verläuft etwa folgendermassen: FeS^2 geht über in $FeO \cdot SO^3$ + aq durch Wasseraufnahme und Oxydation, zugleich wird auch freie Schwefel-

säure gebildet: $SO^3 + aq$. Ist nun, wie in den atmosphärischen Wassern, Kohlensäure vorhanden, so bildet sich $FeO \cdot CO_2$ und die Schwefelsäure geht an andere Basen z. B. Kalkerde und bildet Gyps. Das Eisencarbonat wird zu Eisenoxydhydrat umgewandelt und diesem endlich auch noch das Wasser entzogen. Damit endet der Process der Umbildung von FeS^2 in Fe^2O^3. Die Pseudomorphosen dieser Art gehören zu den allerhäufigsten. Das Vorkommen der verschiedenen Erze auf Lagerstätten nebeneinander wird gleichfalls dadurch erklärt.

So verlaufen neben und nacheinander ganze Reihen chemischer Processe, die zu den verschiedensten Produkten führen, wie sie sich in der Reihe der so ausserordentlich mannigfaltigen metallischen Minerale wiederfinden.

Von ganz hervorragender geologischer Bedeutung sind aber die Umwandlungsprocesse der Silicate, die einen so grossen Theil der Gesteine, ganz besonders der sogen. krystallinischen zusammensetzen. Wenn gleich auch hier z. Th. einfachere Processe sich vollziehen, sind dieselben doch zum grösseren Theile mehr oder weniger complicirte.

Die Wichtigkeit der Processe hängt natürlich von der Verbreitung ab, die ein Silicat in den Gesteinen besitzt und von der Bedeutung, die ihm als Gemengtheil derselben zukommt. Der Olivin $[2(Mg, Fe)O \cdot SiO^2]$ ist ein Mineral, das für sich ganze Gesteine zusammensetzt und wahrscheinlich in der Tiefe der Erdrinde in grosser Verbreitung vorhanden ist, das aber auch in der Reihe aller basischen Eruptivgesteine eine grosse Rolle spielt, so in den Basalten, Melaphyren, Pikriten, Gabbros. Die schnelle Verwitterbarkeit dieses Silicates macht es besonders geeignet, seine Umwandlungsprocesse zu studiren, die auch in der Regel einfacher Art sind. In dem Silicat des Olivin überwiegt stets die Magnesia, der Gehalt an Eisen neben dieser kann aber mehr oder weniger bedeutend sein. Darnach ändern sich manchmal die hervorgehenden Produkte in Etwas um, der Verlauf der Umwandlung im Ganzen bleibt wesentlich derselbe. Sie besteht in der Aufnahme von Wasser unter Abgabe von Magnesia- und Eisenoxydulsilicat d. i. in der Bildung von Serpentin $3MgO \cdot 2SiO^2 + 2H_2O$, wobei allerdings ein Theil des Wassers als basisches anzusehen ist, oder auch in der gänzlichen Fortführung des Magnesiasilicates und gleichzeitiger Oxydation des Eisenoxyduls d. i. Bildung von Magneteisen oder Eisenglanz, aus denen die Wasseraufnahme Brauneisen bildet, oder endlich beide Processe vollziehen sich gleichzeitig, es werden Serpentin und Eisenminerale gebildet, alles oft mit Beibehaltung von Structur und Form des Olivin. Die frei werdende Kieselsäure scheidet sich anderweitig aus. Aus dem Magnesiasilicat kann aber auch durch Umwandlung das Carbonat hervorgehen, das Eisen wird frei und bildet seine Verbindungen. Bei den Pseudomorphosen von Eisenglanz nach Olivin ist eine Zufuhr von Eisenoxyd anzunehmen. In anderen Fällen sind auch mit den umwandelnden Lösungen Kalkerde, Thonerde oder Alkali zugeführt und dadurch noch andere Umwandlungsprodukte des Olivin veranlasst worden.

An Olivin reiche Gesteine können darnach zu verschiedenartigen Endprodukten umgewandelt werden, unter denen allerdings Serpentine die häufigsten sind. Dass die Mehrzahl der bekannten Serpentingesteine aus Olivingesteinen stammen, ist nachgewiesen. Aber auch gewisse Dolomite und Magneteisenlager mögen als gänzlich umgewandelte Olivinmassen gelten dürfen. Die einzelnen Stadien der Umwandlung lassen sich am besten in den basaltischen Gesteinen jüngerer und älterer geologischer Entstehung studiren und bieten hier auch in den Verschieden-

heiten der erst beginnenden oder weit fortgeschrittenen Umwandlung ein grosses Interesse.

Mit dem Olivin erscheint in denselben Gesteinen fast regelmässig Augit associirt. Die Augite sind nach ihrer Zusammensetzung entweder thonerdehaltige oder thonerdefreie Silicate, die im Allgemeinen der Formel entsprechen: (CaMgFe) $O \cdot SiO^2$.[1])

Der Beginn der Umwandlung der Augite besteht wieder in der Aufnahme von Wasser, sie werden dabei faserig, asbestartig. Die Diopside in den Gesteinen fransen sich manchmal an ihren Rändern aus und gehen in feinfaserigen Asbest über, während der Kern noch deutlich krystalline körnige Beschaffenheit besitzt. Der Kalkerdegehalt des Augit geht mit der Wasseraufnahme zuerst verloren, es folgt daraus eine Anreicherung des Magnesiasilicates, die den Uebergang zur Serpentinbildung begründet. Ist der Augit thonerdehaltig, so werden wasserhaltige Magnesia-Thonerdesilicate gebildet, das Eisenoxydul geht durch höhere Oxydation und Wasseraufnahme in Eisenoxydhydrat über und färbt die gebildeten Thone. Pseudomorphosen von Speckstein oder Chlorit nach Augit, sowie auch die Umwandlung augitreicher Basalte in fette, eisenschüssige Thone, sogen. basaltische Wacken zeigen diesen Process. Das Vorkommen von ged. Kupfer in solchen Wacken z. B. im Siebengebirge am Rhein und in Böhmen zeigt die reducirende Wirkung dieser Umwandlung auf Metallsalze. Auch die Bolusarten mancher Basalte z. B. die sogen. *terra sigillata* von Striegau in Schlesien gehören hierher.

Ein sehr häufiges Produkt thonerdehaltiger Augite ist die sogen. Grünerde, deren Zusammensetzung zwar sehr wechselnd zu sein scheint, die aber im Wesentlichen ein wasserhaltiges Eisenoxydul-Thonerde-Alkalisilicat und von grosser agronomischer Bedeutung ist. Sie ist in der Regel mit Kalk- und Magnesiacarbonat gemengt, das aus der Umwandlung der Silicate im Augit hervorging.

Bei fortschreitender Verwitterung pflegt der Gehalt an Kalkcarbonat in den augithaltigen Gesteinen z. B. den Diabasen zuzunehmen und so entstehen vollständige Pseudomorphosen von Kalkspath nach Augit; augitreiche Gesteine können sich in Kalksteine umwandeln. Manche alte, in den krystallinischen Schiefern eingeschaltete Kalksteine oder auch Dolomite, besonders solche, in denen gleichzeitig Serpentin- und Olivinreste sich finden, gingen aus Augit-Olivingesteinen hervor. Durch Oxydation des frei werdenden Eisenoxyduls wird Magneteisen oder Eisenoxydhydrat als begleitendes Produkt geschaffen.

Eine ebenso verbreitete Umwandlung ist die der Augite in chloritische Substanzen, überwiegend von grüner Farbe, die in der Gruppe der Grünsteine hervortritt. Die Chloritbildung erfolgt in ganz ähnlicher Weise wie die des Serpentin von aussen nach innen und von den Rissen und Sprüngen ausgehend. Die Zusammensetzung der chloritischen Produkte, für welche der Sammelname *Viridit* (auch grüne serpentinartige Bildungen umfassend) eingeführt ist, ist gewiss eine sehr wechselnde, immer aber sind es wasserhaltige Silicate von Thonerde, Eisenoxyd und Oxydul, Magnesia, bald die eine, bald die andere dieser Substanzen vorherrschend. Die weitverbreiteten z. Th. als Delessit bezeichneten Produkte in den Hohlräumen der Melaphyre und Basalte, mit Quarz, Kalkspath und Zeolithen zusammen gehören auch hierhin.

[1]) Für die Betrachtungen der Umwandlung genügt die Anführung dieser allgemeinen Formel. Eine Berücksichtigung der neueren, unzweifelhaft richtigen Ansichten TSCHERMAK's u. A. über die Mischungsverhältnisse der Silicate in den Augiten erscheint daher hier nicht nothwendig.

Als Endprodukte der fortgesetzten Umänderung der Augitgesteine durch die bei allen vorher angeführten Processen frei werdende Kieselsäure und Eisenoxyde, welche durch Wasseraufnahme zu Hydraten werden, erscheinen manchmal geradezu kieselige, zuweilen auch kalkige Brauneisensteine.

Auch Epidot entsteht aus der Umwandlung der Augite, vorzüglich der thonerdehaltigen und eisenoxydulreichen. Hierbei wird die Magnesia des Augit fast ganz entfernt, die Kalkerde angereichert und in Lösung zugeführt, Thonerde und die Eisenoxyde bleiben oder werden auch noch zugeführt. Die Zufuhr der Thonerde, deren Gehalt in den Augiten immer nur ganz gering ist, erfolgt wohl vorzüglich aus den gleichzeitig vorhandenen und umgewandelten Feldspathen.

Die Hornblende unterliegt im Allgemeinen ähnlichen Umwandlungsprocessen wie die Augite. Bei der Uebereinstimmung der in ihre Zusammensetzung ein tretenden Verbindungen erscheint dies natürlich. Auch die Hornblende ist entweder thonerdefrei und dann $RO \cdot SiO^2$; $R = (Mg, Ca, Fe)$ oder thonerdehaltig ($mRO \cdot SiO^2 + nR^2O^3$; $R^2 = Fe^2$, Al^2.)

Auf der Wasseraufnahme beruht die Bildung der Asbeste, Bergkorke u. a. wie bei den Augiten. Wird gleichzeitig die Kalkerde durch Magnesia ersetzt, so bildet sich auch Talk, das wasserhaltige Magnesiasilicat. Auch thonerdehaltige Magnesiasilicate: Steatit, Saponit u. a. pflegen aus der Hornblende hervorzugehen. Ebenso entsteht aus ihr Serpentin, der Thonerdegehalt giebt noch Veranlassung zur Bildung von Chlorit. Oft ist die Hornblende mit einer Rinde von aus ihr hervorgegangenem Chlorit umhüllt. Die Eisenoxyde sind der Ausgang zur Bildung von Magneteisen. Dieses ist besonders bei den eisenreichen sogen. basaltischen Hornblenden häufig. Das Magneteisen bildet zuerst vollkommene Rinden um die Hornblende, ersetzt aber später auch die ganze Masse derselben und geht durch Oxydation und Wasseraufnahme in Brauneisenstein über. Vollendete Pseudomorphosen von Brauneisenstein nach Hornblende finden sich in einigen Gesteinen z. B. Dioriten.

Wird bei der Umwandlung der Hornblende Alkali zugeführt und Kalkerde ausgelaugt, so kann auch Glimmer entstehen; er ist sogar ein häufiges Umwandlungsprodukt. Die neugebildeten Glimmerblättchen haben sich auf und in der Hornblende oft in gesetzmässiger Stellung angesiedelt.

Vielleicht noch häufiger als aus Augit geht aus der Hornblende Epidot hervor, Magnesia wird entfernt, Quarz aus freigewordener Kieselsäure und daneben Kalkcarbonat ausgeschieden. Die Bildung von chloritischen Produkten unter Verwendung freiwerdender Magnesia, Thonerde und Eisenoxydul pflegt mit der Epidotbildung gleichzeitig vor sich zu gehen.

Wie aus den Augitgesteinen, so können also auch aus hornblendehaltigen Gesteinen Epidot- und Chloritgesteine und endlich auch mehr oder weniger kieselige Brauneisensteine hervorgehen. Da die Hornblenden stets weniger Kalkerde enthalten als die Augite, dagegen etwas mehr Magnesia, so mussten sie für sich allein zur Epidot- und auch zur Kalkspathbildung weniger geeignet sein, als der Augit, hingegen könnten aus ihnen leichter Magnesiacarbonate oder Dolomite entstehen. Die Magnesite, die zu Frankenstein in Schlesien, zu Kraubat in Steiermark u. a. a. O. mit Serpentinen in Verbindung stehen, sind wie diese aus olivin-, augit- oder hornblendehaltigen Gesteinen hervorgegangen. Aus vorzüglich hornblendehaltigen entstanden manche altkrystallinischen Gesteinen eingeschaltete Dolomite, z. B. solche in den Pyrenäen und Alpen, wie u. a. vielleicht die mineralreichen Dolomite südlich vom St. Gott-

hard und im Binnenthal. Die Kalkglimmerschiefer, die Kalkpistacitschiefer, die Kalktalkschiefer, Dolomitglimmerschiefer haben wohl grösstentheils ihren Gehalt an Carbonaten der Umwandlung von ursprünglich vorhandenem Augit oder Hornblende zu danken.

Ueberhaupt aber finden sich Augit und Hornblende in vielen älteren krystallinischen Gesteinen so regelmässig nebeneinander, dass hierdurch eine Trennung der Produkte ihrer Umänderung geradezu unmöglich wird. Auch giebt es direkte Uebergänge von Augit in Hornblende, die sogen. Uralite, die als ein erstes Umwandlungsstadium mancher Augite zu bezeichnen sind. Mit der Form des Augit erscheint dann Spaltbarkeit, Structur und optisches Verhalten der Hornblende; im Inneren finden sich oft noch unveränderte Kerne von Augit mit einer Hülle von Uralit, der oft mit ersterem bezüglich der Hauptachse parallel gestellte Fasern aufweist. Bei der Entstehung der uralitischen Hornblende aus Augit scheint meist mit der Aufnahme von etwas Wasser ein Austritt von Kalkerde und Eisen zu erfolgen, wodurch Kalkspath und Magneteisen neugebildet werden.

Dass die Hornblende im Verlaufe ihrer Umwandlung sich oft mit einem Rande von neugebildetem Magneteisen umsäumt, ist eine weit verbreitete Erscheinung in vielen Gesteinen, während dieses bei dem Augit sehr selten der Fall ist. Dies dürfte wohl vorzüglich darauf beruhen, dass die thonerdehaltigen Hornblenden im Allgemeinen reicher an Eisenoxydul sind.

Auch Glimmer, besonders die eisenreichen Arten der Magnesiaglimmer erleiden leicht Umwandlungen. Eine der häufigsten besteht in der Ausscheidung von Eisenoxyd als Ocker oder auch der Neubildung von Magneteisen auf den Fugen der Glimmerblätter. Sie erscheint oft so dicht, dass sie dem Glimmer eine allgemeine Rostfarbe verleiht, so z. B. in dem sogen. Rubellan. Auch giebt es vollendete Pseudomorphosen von Magneteisen nach Glimmer. Solche finden sich z. B. ausgezeichnet nach einem schwarzen lepidomelanartigen Glimmer in den Graniten von Königshayn in Schlesien. Die Umwandlung beginnt mit einer schwachen Rostfärbung, auf der Oberfläche der Glimmerblätter bilden sich zunächst vereinzelte Magneteisenkörnchen und Kryställchen. Endlich ist unter vollständiger Beibehaltung der Form und theilweise sogar der blättrigen Structur der ganze Glimmerkrystall in ein Aggregat von Magnetit verwandelt. Glimmerschiefer, deren Gemengtheil ein eisenreicher Glimmer ist, vermögen auf diese Weise zu Magneteisenschiefern sich umzuändern. Die den krystallinischen Schiefern in einigen Gegenden eingeschalteten sogen. Magnetitgneisse, sowie die Magneteisenlager zwischen Glimmerschiefern mögen in dieser Weise entstanden sein. Da aber der Magnetit durch weitere Umwandlung in Eisenoxyd übergehen kann, so ist schliesslich auch die Bildung von Eisenglanzglimmerschiefer auf diese Weise denkbar.

Ausserdem bilden sich aus den Glimmern chloritische Produkte, Kalkspath, Quarz, Speckstein oder Serpentin in ähnlicher Weise wie aus den vorher erwähnten Mineralen. Die hellen Kaliglimmer sind im Allgemeinen widerstandsfähiger als die dunklen, eisenhaltigen Magnesiaglimmer.

Von ganz besonderer Wichtigkeit aber sind die Umwandlungserscheinungen der ganzen Gruppe der Feldspathe, da die verschiedenen Arten derselben in der grössten Mehrzahl der krystallinischen Gesteine als die wesentlichsten Gemengtheile auftreten. Nach ihrer chemischen Zusammensetzung, die für diese Betrachtung allein von Wichtigkeit ist, kann man die Feldspathe in einfache oder

in Mischlingsfeldspathe unterscheiden. Der ersteren giebt es 3 Arten: Den Kalifeldspath (Orthoklas und Mikroklin) von der Zusammensetzung: $K^2 Al^2 Si^6 O^{16}$ oder $K^2O + Al^2O^3 + 6SiO^2$; der Natronfeldspath (Albit): $Na^2 Al^2 Si^6 O^{16}$ oder $Na^2O + Al^2O^3 + 6SiO^2$ und der Kalkfeldspath (Anorthit) $= CaAl^2 Si^2 O^8$ oder $CaO + Al^2O^3 + 2SiO^2$. Mischlingsfeldspathe giebt es zwei Arten: solche die gleichzeitig Kali und Natron besitzen, z. B. einige Sanidine, und die demnach zwischen Orthoklas und Albit in der Mitte stehen, und solche, die Kalkerde und Natron gleichzeitig in wechselnden Mengen enthalten und sonach zwischen Albit und Anorthit in der Mitte liegen. Nur diese letzteren haben für geologische Vorgänge grössere Bedeutung. Diese Kalk-Natronfeldspathe entsprechen im Allgemeinen der Formel : n Albitsubstanz auf m Anorthitsubstanz, oder also $n(Na^2 Al^2 Si^6 O^{16}) + m(Ca Al^2 Si^2 O^8)$, wobei dann $m \gtrless n$, und darnach die Mischung entweder mehr Anorthitsubstanz oder mehr Albitsubstanz enthält, also z. B. entweder Ab + 6An oder 6 Ab + An und die zwischen diesen Grenzen liegenden Möglichkeiten.

Während der Natronfeldspath mit 69% und der Kalifeldspath mit 65% Kieselsäure eine ziemlich saure Mischung besitzen, hat der Kalkfeldspath mit nur 43% Kieselsäure eine sehr basische Zusammensetzung. An Thonerde enthalten der Kalifeldspath 18%, der Natronfeldspath 19%, der Kalkfeldspath dagegen 37%. Der Gehalt an Alkalien beträgt in den ersteren 17% K^2O resp. 12% Na^2O; der an Kalkerde in letzterem 20% CaO. Bei den Kalknatronfeldspathen schwanken die Werthe natürlich nach ihrer Mischung, die mehr Albitsubstanz enthaltenden sogen. Oligoklase haben 62—65% SiO^2, die mehr Anorthitsubstanz enthaltenden sogen. Labradorite dagegen nur 50—56% SiO^2. Diese Verhältnisse der chemischen Constitution der Feldspathe sind für die Umwandlungserscheinungen und die aus ihnen hervorgehenden Neubildungen am wichtigsten. Wenn sie auch die Gemeinsamkeit einer grossen Zahl von Umwandlungsprodukten bedingen, so erklären sie doch auch andererseits die vielfachen Verschiedenheiten.

Ein allen alkalireichen Feldspathen, also dem Orthoklas und den Oligoklasen vor allem eigenthümliches Umwandlungsprodukt sind die wasserhaltigen Thonerdesilicate: der Kaolin oder die Porcellanerde und andere Silicate von ähnlicher Zusammensetzung. Die Veränderung beginnt mit der Aufnahme von Wasser und der Auflösung der Kieselsäure in dem Silicate unter dem Einflusse der gleichzeitig gebildeten Alkalicarbonate. Diese gehen in Lösung, auch Kieselsäure wird fortgeführt und setzt sich meist in der Nähe auf Klüften und Hohlräumen des Gesteines wieder ab. Die Thonerde wird angereichert und bildet dann mit dem Reste der Kieselsäure und dem Wasser Kaolin, dessen normale Zusammensetzung etwa 46% Kieselsäure, 40% Thonerde und 14% Wasser erfordert. Schon bei dem Orthoklas, aber natürlich mit dem wachsenden Kalkgehalte in höherem Maasse bei dem Oligoklas wird neben Kaolin gleichzeitig auch Kalkcarbonat gebildet. Bedingung zur Kaolinbildung ist jedenfalls die Möglichkeit zur Bildung des auf die Silicate wirksamen Alkalicarbonates. Wo diese fehlt, kann auch kein Kaolin entstehen. Daher vollzieht sich bei den kalkreichen und alkaliarmen Feldspathen dem Anorthit und den ihm nahestehenden Labradoriten auch die Umwandlung ohne eine Kaolinbildung. Durch Aufnahme von kohlensäurehaltigem Wasser wird Kalkerde gelöst und als Kalkcarbonat abgeschieden. Kieselsäure und Thonerde bilden mit den Produkten aus den mit den Feldspathen associirten Mineralen, vorzüglich Augit und Hornblende, neue Verbindungen. Der Beginn der Carbonatbildung giebt sich bei diesen Feldspathen alsbald durch Brausen bei der Behandlung mit Säuren

zu erkennen. Die fortgeführte kohlensaure Kalkerde wird oft durch Alkalien, Magnesia und Eisen vollständig ersetzt, während in dem ursprünglichen Verhältnisse von SiO^2 zu Al^2O^3 keine Aenderung eintritt.

Im Allgemeinen zeigen alle Feldspathe beim Beginn ihrer Umwandlung durch Oxydation der geringen Mengen von Eisenoxydul röthliche Farbungen, bei fortgesetzter Umwandlung geht diese wieder verloren und die Kaoline werden blendend weiss. Ein wenn auch sehr geringer Gehalt an Eisen ist ihrer Verwendung zur Porcellanfabrikation schädlich, da sie sich dann roth brennen.

Zu Kaolin umgewandelt erscheinen grosse Massen besonders Orthoklas enthaltender Gesteine, z. B. Granite und Porphyre, zunächst und oft bis zur vollkommenen Umwandlung mit Beibehaltung ihrer Structur, indem der Quarz z. B noch unverändert in der Kaolinsubstanz liegt. Solche Umänderungen von Granit in situ finden sich in grossartigem Maassstabe bei Carlsbad in Böhmen, bei Strehlen in Schlesien, Limoges in Frankreich; Porphyrite mit oligoklasartigen Feldspathen finden sich in gleicher Weise kaolinisirt, z. B. im Vicentinischen in der Gegend von Schio.

Von anderen wasserhaltigen Thonerdesilicaten, die aus Orthoklas und alkalihaltigen Feldspathen hervorgehen, ist noch der dem Pinit ähnlichen Produkte, der sog Pinitoide Erwähnung zu thun, in denen neben Alkalien auch Eisen und Magnesia in die neuentstandene Verbindung eingetreten sind. Wenn die Alkalien ganz fortgeführt werden, so entstehen auch magnesiareiche Thonerdesilicate, endlich geradezu Magnesiasilicate: Serpentin und talkartige Produkte, in denen die wechselnden Verhältnisse von Kieselsäure zu Magnesia und Wasser eine grosse Verschiedenartigkeit bedingen. Zu diesen gehört auch ein Theil der als Saussurit bezeichneten Verwitterungsprodukte der Feldspathe; serpentinartige Gemenge von Körnchen, verschieden gestalteten Nädelchen und Fasern mit Quarz vermischt. Oft sind die Aggregate vollkommen verworren faserig, oft zeigen sie blumige, federartige Anordnung und sind maschenförmig gruppirt, in seltneren Fällen erscheint auch eine parallelfasrige Structur. Diese Produkte, wasserhaltige Magnesiathonerdesilicate, hat man auch als Pseudophit bezeichnet.

Eintritt von Magnesia und Eisenoxydul mit Wasser, vollständige Entfernung der Alkalien und eines grossen Theiles der Kieselsäure bedingen die Bildung von chloritischen Mineralen aus den Feldspathen.

Auch die Neubildung von Epidot auf Kosten verwitternder Feldspathsubstanz und oft geradezu in dieselbe hinein, ein echter Schmarotzer auf Feldspath, ist weit verbreitet. Bedingung dazu ist vor allem ein ziemlich hoher Gehalt an Kalkerde des sich umwandelnden Feldspathes selbst oder die Zufuhr desselben aus der Nähe. Die Alkalien treten aus, mit ihnen viel Kieselsäure; Kalkerde und Eisen müssen zugeführt werden. Augit und Hornblende, wenn sie mit Feldspathen Gesteine bilden, sowohl mit Orthoklas in den Syeniten als auch mit Kalknatronfeldspathen in den sogen. Grünsteinen, scheinen sich in der Regel ganz besonders zur Epidotbildung zu ergänzen. In solchen Gesteinen erfolgt sie am regelmässigsten und haufigsten. In vielen Fällen ist gewiss geradezu diese Mineralassociation und nicht das einzelne Mineral als die Quelle zur Epidotbildung zu bezeichnen.

Manche Epidosite, die fast ganz aus körnigen oder stengligen Aggregaten von Epidot bestehen, sind lediglich gänzlich umgewandelte Feldspathgesteine oder haben wenigstens solchen das Material zu ihrer Bildung entnommen, so u. a. besonders die mit Granit und Serpentin in Verbindung auftretenden Epidot-

gesteine auf Elba, der Epidotfels im Syenit von Blansko in Mähren, die Epidotgänge und Adern in den Grünsteinen Nassaus und manche andere.

Der Natrongehalt der Orthoklase dient auch zur Neubildung von Albit. Derselbe siedelt sich geradezu auf jenem an und durchwächst ihn mehr und mehr; auch die zerbrochenen Stellen verdrückter und gebogener Orthoklaskrystalle in Graniten werden durch Albit wieder verheilt und verkittet, so z. B. sehr schön in den grosskörnigen Parthien der Granite von Königshayn bei Görlitz in Schlesien.

Andererseits ist der Natrongehalt der Feldspathe im Verbande mit der Wasseraufnahme die Ursache zur Bildung von Zeolithen, besonders der natronreichen Mesotype.

Auch die Bildung von Glimmer aus dem Orthoklas ist von einiger Bedeutung: das Thonerdesilicat ist geblieben, aber Kieselsäure und ein Theil des Alkaligehaltes ist entfernt, Eisen zugeführt worden. Der Glimmer ist immer ein hell gefärbter Kaliglimmer oder bildet schuppige glimmerähnliche Produkte von einer dem Margarit sich nähernden Wasser und Kalkerde enthaltenden Verbindung.

Auch für die Feldspathe gilt dann eine gleiche Bemerkung, wie sie oben für Augit und Hornblende gemacht wurde. Das sehr verbreitete Zusammenvorkommen verschiedenartiger Feldspathe, so des Kalifeldspathes und der Kalknatronfeldspathe in denselben Gesteinen, bedingt in der Regel eine Ausgleichung der Verschiedenheiten für die Umwandlungsprodukte und die Möglichkeit gemeinschaftlicher Neubildungen.

Keine anderen Minerale haben bezüglich ihrer Umwandlungserscheinungen eine so allgemeine Bedeutung für geologische Vorgänge wie die vorhergehenden.

Bekannt sind allerdings, aber immer nur von einer mehr localen Wichtigkeit, noch eine ganze Reihe recht charakteristischer anderer Umwandlungsprodukte. Nephelin ist vor allem, mit den anderen ihn begleitenden echt vulkanischen Mineralen (Leucit, Nosean, Sodalith) als ein zeolithbildendes Mineral zu nennen. Der Beginn der Umwandlung von Aussen, das zonenweise Fortschreiten derselben, die Bildung fasriger Aggregate und endlich bestimmbarer Nadeln von Natrolith ist hier vortrefflich zu verfolgen.

Granat scheint sich häufig in Chlorit umzuwandeln, dabei wird die Kalkerde bis auf geringe Mengen entfernt, der Magnesiagehalt nimmt entsprechend zu, Eisen und Kieselsäure gehen z. Th. fort, Wasser wird aufgenommen, Thonerde bleibt unverändert oder wird zum kleineren Theile entfernt. Durch Oxydation des Eisenoxyduls wird oft als Nebenprodukt Magneteisen gebildet.

Zahlreiche verschiedene Umwandlungsprodukte liefert der Cordierit ($2\,MgO$, $2R^2O^3 + 5SiO^2$, $R^2 = Al^2$, Fe^2); alle enthalten Wasser und Alkali, Kieselsäure, Thonerde, Eisenoxydul und Magnesia. Darunter ist besonders der Pinit ($K^2O + 2\,Al^2O^3 + 5SiO^2) + 3aq$ zu nennen, durch Wasseraufnahme und Austausch der Magnesia gegen Alkali gebildet.

Andalusit ($Al^2O^3 \cdot SiO^2$) wandelt sich in Glimmer und Speckstein um; Austausch der Thonerde gegen Magnesia und Wasseraufnahme, Aenderung des Kieselsäuregehaltes ist dabei wesentlich.

So könnte noch eine Reihe weiterer auf Lösung und Austausch von Bestandtheilen durch die Einwirkung gebildeter Mineralsolutionen beruhende Umwandlungen aufgeführt werden. Auf specielle Werke über Pseudomorphosen, oder chemische Geologie mag bezüglich weiterer Beispiele verwiesen werden.

Die wichtigsten der überhaupt vorkommenden chemischen Processe dieser

Art, für welche z. Th. im vorhergehenden einzelne Beispiele angeführt wurden, sind in kurzer Aufzählung die folgenden:

1. Kohlensaure Alkalien zersetzen Kalksilicate, es werden Kalkcarbonat und kieselsaure Alkalien gebildet. Kieselsaure Magnesia unterliegt dieser Umwandlung nicht, daher auch die Häufigkeit mit der gerade wasserhaltige Magnesiasilicate als Endprodukte der Umwandlungsprocesse auftreten.

2. Kohlensaure Alkalien zersetzen Fluorcalcium, es entstehen leichtlösliche Fluoralkalien und Kalkcarbonat: so die Pseudomorphosen von Kalkspath nach Flussspath.

3. Die kieselsauren Alkalien zersetzen doppeltkohlensaure Magnesia, es entsteht kieselsaure Magnesia und kohlensaure Alkalien. Das ist der Fall bei einigen Umwandlungsprocessen der Feldspathe, deren kieselsaure Alkalien, wenn sie mit Wassern in Berührung kommen, die das Magnesiabicarbonat enthalten, durch kieselsaure Magnesia ersetzt werden z. B. bei der Serpentin- oder Chloritbildung aus Feldspath.

4. Die kieselsauren Alkalien zersetzen kohlensaures Eisenoxydul, es entsteht kieselsaures Eisenoxydul und kohlensaure Alkalien gehen in Lösung. Darauf beruht die Bildung der Grünerde und der chlorophäitähnlichen Silicate, die in den sogen. Grünsteinen u. a. Gesteinen, in denen Eisenoxydulcarbonat in Lösung enthaltende Wasser circuliren und kieselsaure Alkalien in den Feldspathen zugegen sind, so überaus häufig sich finden.

5. Wenn eine Lösung von kieselsaurem Natron mit Kalkbicarbonat in Berührung tritt, so bildet sich kohlens. Natron und kohlensaure Kalkerde und die freie Kieselsäure wird in irgend einer Form abgeschieden. Darauf beruhen die Pseudomorphosen von Quarz oder Hornstein nach Kalkspath.

6. Kiesels. Thonerde wird durch schwefelsaure Magnesia oder Chlormagnesium und schwefelsaure Thonerde oder Chloraluminium zersetzt. Auch das ist ein Weg, der zur Umwandlung von Feldspath, Augit, Hornblende u. a. in Serpentin, Speckstein, Talk führen kann. Die leicht lösliche schwefelsaure Thonerde und das Chloraluminium werden fortgeführt, die kieselsaure Magnesia bleibt zurück.

7. Eisenoxydhydrat wirkt zersetzend auf kieselsaure Thonerde. Kommen Gewässer, in denen doppelt kohlensaures Eisenoxydul gelöst ist, in Berührung mit Mineralen, die kieselsaure Thonerde enthalten und wird aus diesen durch Wasseraufnahme und Oxydation Eisenoxydhydrat ausgeschieden, so entzieht dieses dem Silicate der Thonerde einen Theil der Kieselsäure und bildet damit das Eisenoxydsilicat. Es bilden sich dann Doppelsilicate von Thonerde und Eisenoxyd so z. B. Delessit, Strigovit und ähnliche Produkte.

8. Schwefels. Alkalien und schwefelsaure alkalische Erden werden durch faulende organische Substanzen zu Schwefelalkalien und Schwefelverbindungen der alkalischen Erden zersetzt so z. B. Gyps durch sumpfige Wasser in Schwefelcalcium übergeführt. Diese Schwefelverbindungen zersetzen kohlensaures Eisenoxydul, sowie auch Eisenoxydhydrat und es bildet sich Schwefeleisen.

9. Kalkbicarbonat, wie es durch Auslaugen z. B. aus Kalkfeldspath fortgeführt wird, bildet mit den schwefelsauren Salzen der Metalle Blei, Eisen, Kupfer, Zink einerseits schwefelsaure Kalkerde, andererseits die Carbonate der Metalloxyde. So entstehen Malachit, Kupferlasur, Weissbleierz, Zinkspath u. A. als Umwandlungsprodukte der Kupferkiese, Zinkblende, Bleiglanz u. A. auf Er-

gangen. Durch Aufnahme von Sauerstoff hatten sich diese in die Sulfate umgewandelt.

10. Kiesels. Zink-, Blei-, Kupfer- u. a. Oxyde, ebenso die kohlens. Salze derselben und auch das Eisen- und Manganoxydul, werden durch Schwefelwasserstoff zersetzt. Es bilden sich die entsprechenden Schwefelmetalle und freie Kieselsäure wird abgeschieden. Dieser Process ist für die Auslaugung der Metalloxyde aus den Gesteinen und ihre Neubildung in den Gangspalten ganz besonders wichtig gewesen.

III. Auflösung der Gesteine.

Wenn auch die meisten auflösenden Processe schon bei den im Vorhergehenden besprochenen Erscheinungen Erwähnung finden mussten, da sie in gewissem Sinne Bedingung zur Neubildung und Umwandlung sind, so sollen sie doch hier am Ende noch einmal kurz angeführt werden, weil mit ihnen manche Stoffe zunächst der sichtbaren Erdoberfläche entzogen werden.

Es sind die Processe vornehmlich als auflösende bezeichnet, die in der Weise einfach verlaufen, dass ein Mineral in Lösung übergeführt wird und verschwindet, ohne dass eine andere Substanz, die aus diesem Processe hervorgeht, an seine Stelle tritt: es sind also die eigentlichen Verwitterungsprocesse. Auf ihnen, und mit ihnen verbunden auf der mechanischen Auflockerung durch atmosphärische Agentien und die fliessenden Wasser der Erdoberfläche beruht der grösste Theil der Erscheinungen, die wir, ohne sie in chemische und mechanische zu trennen als Erosion bezeichnen. Die mechanischen Wirkungen sind allerdings meistens die sichtbareren.

Es giebt nur sehr wenige Minerale, die gar nicht von Wasser, Sauerstoff, Kohlensäure und anderen Säuren angegriffen werden, wie z. B. die Edelmetalle oder Diamant und Graphit. Die grösste Mehrzahl bietet im Gegentheil die Erscheinung, unter der Einwirkung der genannten Lösungsmittel sich ohne Rest vollständig zu lösen. Vor allem sind dieses die Carbonate, Sulfate, Chloride, in geringerem Maasse auch die Phosphate u. A., endlich sogar die Silicate und der Quarz.

Für die Carbonate ist die Löslichkeit eine sehr verschiedene; immerhin aber werden ungeheure Mengen, besonders von Kalkcarbonat aus Kalksteinen aufgelost. Die Verwitterungsformen so mancher Kalksteine, ihre höhlenreiche Beschaffenheit, die Schutthalden am Fusse von Dolomitfelswänden beweisen die Grossartigkeit dieser Wirkungen.

Von Sulfaten ist besonders die Auflösung von Gypsgesteinen die Veranlassung zu geologischen Vorgängen. Die Gypsgebirge sind ebenfalls von verschiedenartigen Höhlungen erfüllt, die durch Auswaschung entstanden, durch ihr Zusammenbrechen Dislocationen oft ausgedehnter Art hervorrufen. Die zahlreichen Soolquellen rühren von aufgelöstem Steinsalz her.

Die Löslichkeit der Silicate und des Quarzes wurde schon im Vorhergehenden mehrfach betont. Die Anwesenheit gelöster Kieselsäure in so vielen Quellen ist darauf zurückzuführen. Die Gegenwart von Alkalicarbonat erhöht die Löslichkeit sehr wesentlich.

In geringem Maasse sind auch die Eisenoxyde und das Magneteisen löslich.

Dass der grösste Theil der Minerale in Lösung übergeführt wird, beweist die Zusammensetzung mancher Mineralquellen, des Fluss- und vor allem des Meerwassers.

Allen diesen Auflösungsprocessen liegt nicht so sehr eine schnelle, energische Einwirkung, als vielmehr eine lange ununterbrochene Fortdauer zu Grunde. Hier gilt wörtlich der alte lateinische Spruch: *Gutta cavat lapidem, non vi sed saepe cadendo.*

Literatur: Bischoff, G., Lehrbuch der chem. und physicalischen Geologie. II. Aufl. Bonn 1863. Blum, J. R., Die Pseudomorphosen des Mineralreiches. Stuttgart 1843, und vier Nachträge 1844 1852, 1863, 1879. Credner, H., Elemente der Geologie. IV. Aufl. Leipzig 1878. Roth, Justus Allgem. und chem. Geologie. I Bd. Berlin 1879. Volger, O., Studien zur Entwicklungsgeschichte der Mineralien. Zürich 1854.

Cohäsion oder Cohäsions-Eigenschaften der Minerale

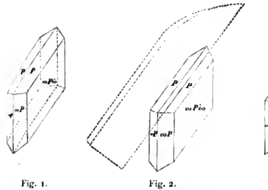
von
Professor Dr. **Kenngott.**

Von der Cohäsion, dem Zusammenhange der kleinsten materiell gleichen Theilchen der Körper hängen bei den Mineralen verschiedene Erscheinungen ab, welche dazu führten, gewisse Eigenschaften zu unterscheiden, durch welche sich die Minerale unterscheiden lassen. Dieselben sind z. Th. sehr wichtige, insofern sie auf die Bestimmung der Arten Einfluss haben.

Wie schon im Artikel »Arten der Minerale« pag. 59 erwähnt wurde, zeigen die Krystalle die Eigenthümlichkeit, sich nach gewissen Richtungen leichter als in anderen zertheilen (spalten) zu lassen und die dadurch hervorgehenden Gestalten werden als innere krystallinische Gestalten den äusseren entgegengesetzt. Weil somit diese von der Cohäsion oder von der Cohärenz der kleinsten Massentheilchen abhängige Erscheinung an den Krystallen, den Individuen des Mineralreiches oder überhaupt an Krystallen, auch den nicht mineralischen mit den äusseren Formen in Zusammenhang steht und sich selbst an solchen Individuen zeigt, welche keine äussere Form bestimmen lassen, die mathematische Bestimmung der Krystallgestalten unterstützt, so kann sie allen anderen von der Cohäsion abhängigen Eigenschaften vorangestellt werden.

Die Spaltbarkeit der Krystalle oder der unorganischen Individuen ist eine allgemeine Eigenschaft, sie zeigt, dass die Krystalle, so vollkommen oder unvollkommen sie äusserlich ausgebildet sein mögen, nach bestimmten mit der Krystallisation in Zusammenhang stehenden Richtungen eine mindere Cohäsion haben.

Wenn man einen Gypskrystall, welcher z. B. wie die von Shotowerhill in Sussex in England oder von Rundiana bei Modena in Italien die oft vorkommende Combination (Fig. 1) des klinorhombischen Prisma ∞P (dessen klinodiagonale Kanten $= 111° 30'$ sind) mit den Längsflächen $\infty P \grave{\infty}$ und der vorderen klinorhombischen Hemipyramide P (deren klinodiagonale Kanten $= 143° 30'$ sind) bildet, in die Hand nimmt und ein Messer mit seiner Schärfe auf eine Hemipyramidenfläche in der Richtung der Combinationskante derselben mit der Längsfläche (Fig. 2) aufsetzt und zwar so, dass die Breitseite der Klinge parallel der Längsfläche ist, so genügt ein mässiger Druck, um den Krystall parallel der Längsfläche zu spalten. Das abgetrennte Stück (Fig. 3) und der übrig bleibende Theil des Krystalles (Fig. 4) zeigen parallel der Längsfläche eine ebene glänzende Fläche, die Spaltungsfläche und man sieht, dass der Gypskrystall parallel der Längsfläche spaltbar ist. Man kann den Gypskrystall in dieser Richtung und Weise weiter fort spalten und erhält lamellare Spaltungsstücke, Spaltungsblätter, welche immer dünner und dünner hergestellt werden können, so lange es über-



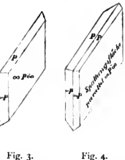


Fig. 1. Fig. 2. Fig. 3. Fig. 4.

haupt noch möglich ist, mit dem Messer die erhaltenen Blätter oder Lamellen zu spalten. Diese Spaltbarkeit parallel der Längsfläche ist allen Gypskrystallen gemeinsam, auch wenn die Längsflächen äusserlich nicht vorhanden sind. Die Gypskrystalle haben also in der Richtung der Längsfläche die geringste Cohäsion, wovon uns der Versuch, einen Gypskrystall in einer anderen Richtung zu spalten, leicht überzeugen würde.

Weil durch dieses Spalten in der angegebenen Richtung ein Gypskrystall in Lamellen (Blätter) zerlegt werden kann, spricht man von einem Blätterdurchgange des Gypses, weil man ihn nach dieser Richtung in Blätter bis zur grössten Feinheit spalten kann.

Legt man ein Hexaëder (einen Würfel) des Steinsalzes auf den Tisch, setzt die Schneide des Messers parallel einer Hexaëderkante auf die obere Fläche auf und zwar so, dass die Klinge senkrecht auf der Hexaëderfläche steht oder parallel einer verticalen Hexaëderfläche, so genügt ein mässiger Schlag mit einem Hammer auf den Rücken des Messers, den Steinsalzkrystall parallel einer Hexaëderfläche zu spalten. Weitere Versuche werden zeigen, dass man das Hexaëder in dieser Richtung weiter spalten kann und dass sich Steinsalzhexaëder so nach jeder beliebigen Hexaëderfläche in gleicher Weise spalten lassen. Somit sind die Steinsalzkrystalle parallel den Flächen des Hexaëders spaltbar, haben drei Spaltungsrichtungen, drei gleich vollkommene Blätterdurchgänge.

Würde man diesen Versuch mit einem Hexaëder des Fluorit oder Flussspath genannten Minerales machen wollen, so wird man wohl das Hexaëder zersprengen, aber nicht parallel den Hexaëderflächen spalten können. Dabei wird man aber beobachten, dass nach anderen Richtungen Spaltungsflächen entstehen und zwar parallel den Oktaëderflächen, welche oft an Fluoritkrystallen mit dem Hexaëder in Combination vorkommen, die Ecken desselben gerade abstumpfen. Setzt man daher auf ein Fluorithexaëder die Schärfe des Messers parallel einer Diagonale der Quadratfläche auf, das Messer selbst ein wenig schief haltend in der Richtung der Oktaëderflächen, wie sie in Combination mit dem Hexaëder vorkommen, so genügt ein mässiger Schlag mit dem Hammer auf den Rücken des Messers, um die Hexaëderecke abzuspalten. Weitere Versuche werden zeigen, dass die Fluoritkrystalle, gleichviel welche Form sie zeigen, parallel den Flächen des Oktaëders spaltbar sind, vier Blätterdurchgänge haben.

Bei vielen Mineralarten genügt die Anwendung des Messers nicht, sondern

man muss sich eines scharfen stählernen Meisels bedienen und es ist dann auch zweckmässig, den Krystall nicht unmittelbar auf den Tisch, sondern auf eine Unterlage von Tuch, Leder oder mehrfach gefalteten Papiers zu legen. Es hat hier nämlich die auch zu den Cohäsionseigenschaften gehörige Härte Einfluss, indem das Messer für harte Minerale zu schwach ist.

Gestützt auf die bisher gemachten zahlreichen Erfahrungen über die Spaltbarkeit der Krystalle und krystallinischen Individuen, welche unvollkommen ausgebildete Krystalle sind, kann man zunächst sagen, dass alle Krystalle spaltbar sind. Diese Behauptung könnte im Augenblicke unrichtig erscheinen, insofern es Mineralarten giebt, deren Krystalle bis jetzt keine Spaltungsflächen auffinden liessen, man muss aber dabei bedenken, dass unsere Methode und das Mittel (das Messer oder ein Meisel) eine nicht in allen Fällen ausreichende ist und man bezeichnet daher bei Krystallen, welche man bisher nicht spalten, an denen man keine Spaltungsflächen finden konnte, die Spaltbarkeit als eine versteckte und muss noch erwarten, auf welche Weise man sie an denselben entdecken oder sichtbar machen kann. So hat man z. B. beobachtet, dass bei gewissen Krystallen eine rasche Temperaturveränderung Spaltungsflächen sichtbar, das Spalten ermöglichen kann. Den Einfluss einer solchen sieht man z. B. an Fluoritkrystallen, deren oktaëdrische Spaltbarkeit bereits erwähnt wurde, in der Weise, dass Sprünge parallel den Oktaëderflächen im Inneren entstehen, wenn man sie in heisses Wasser legt. So ist der Quarz, beispielsweise der farblose krystallisirte, der sogen. Bergkrystall, selten deutlich spaltbar; die Anwendung eines Meisels bringt selten eine deutliche Spaltungsfläche zum Vorschein, eher der zufällige Schlag mit einem Hammer, wenn man die Spitze eines solchen Krystalls abschlägt. Wenn man dagegen einen solchen Krystall vorsichtig und langsam erhitzt, wobei gewöhnlich schon Sprünge entstehen, bis zum Glühen, und dann den Krystall in kaltem Wasser rasch abkühlt, so zeigen die abspringenden Stücke oft deutliche Spaltungsflächen parallel den Pyramidenflächen. Wie überhaupt Erhöhung der Temperatur, Erhitzen der Krystalle, auf die Spaltungsflächen Einfluss hat, die Spaltung selbst vollzieht, sieht man an gewissen sogen. Glimmern, die wenn sie als lamellare oder tafelförmige Krystalle vor dem Löthrohre erhitzt werden, bisweilen mit grosser Schnelligkeit sich aufblättern.

Da man überhaupt nicht mit Erfolg spalten kann, wenn man die Lage der Spaltungsflächen nicht kennt, das Messer oder den Meisel nicht in der richtigen Stellung aufsetzt, so muss man Mittel anwenden, durch welche Sprünge erzeugt werden, wenn nicht schon solche da sind, welche auf Spaltungsflächen hindeuten. Zu diesen Mitteln gehört nicht allein das einfache Zerschlagen eines Krystalles, sondern auch das Erzeugen von sogen. Schlagfiguren, von denen weiter unten die Rede sein wird. Es handelt sich stets darum, auf irgend welche Weise die Cohärenz der kleinsten materiell gleichen Massentheilchen zu erschüttern, wie man auch daraus ersieht, dass bei dem Zerschlagen krystallinischer Aggregate, besonders körniger, blättriger und stengliger, welche aus unvollkommen ausgebildeten Krystallen bestehen, in Folge der Spaltbarkeit der verwachsenen Individuen, glänzende Flächen sichtbar werden. Darum zeigt, wie früher bei dem Calcit angegeben wurde, ein Stück Marmor, krystallinisch-körniger Calcit, oder ein Stück krystallinisch-körnigen Steinsalzes auf der Bruchfläche viele kleine glänzende Spaltungsflächen, Spaltungsflächen der verwachsenen Individuen, wodurch man die krystallinische Bildung erkennt, und bei grösseren Individuen

solcher Aggregate kann man dann auch die Lage der entstandenen Spaltungsflächen beurtheilen.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass man die Spaltungsflächen aufsuchen muss und dass daraus, dass keine gefunden worden sind, nicht zu schliessen ist, dass keine Spaltbarkeit bei gewissen Arten existirt; man hat eben nicht das richtige Mittel gefunden, sie zu entdecken; dagegen kann man mit Recht aus allen Erfahrungen schliessen, dass die Spaltbarkeit eine gemeinsame Eigenschaft aller Krystalle ist. Aus dem Gesagten geht ferner hervor, dass man auch Grade der Spaltbarkeit unterscheiden kann, das heisst, man vergleicht die grössere oder geringere Leichtigkeit, mit welcher man Spaltungsflächen erhalten kann, sowie auch die erhaltenen Spaltungsflächen nach ihrer Ebenheit und Glätte. In diesem Sinne werden die Spaltungsflächen oder die Spaltbarkeit als vollkommene, als ziemlich vollkommene, als deutliche, als undeutliche (im Besondern als unterbrochene und unvollkommene) benannt, oder es können nur Spuren gefunden werden, schliesslich keine (die Spaltbarkeit ist eine versteckte, verborgene).

Bezüglich des Zusammenhanges der verschiedenen Abstufungen von den vollkommensten an bis zu den versteckten Spaltungsflächen mit den Krystallgestalten, parallel deren Flächen ein Krystall oder die Krystalle einer Species spaltbar sind, kann man im Allgemeinen feststellen, dass die krystallographisch gleichen Flächen entsprechenden Spaltungsflächen gleichen Grad der Vollkommenheit haben, so dass, wenn an einem Krystalle gleichzeitig Spaltungsflächen vorkommen, welche verschiedenen Grad der Vollkommenheit zeigen, man daraus schliessen kann, dass sie krysallographisch verschiedenen Flächen entsprechen, sowie dass gleich vollkommene Spaltungsflächen den Krystallflächen einer einfachen Gestalt zugehören. Es lassen sich stets die den Flächen einer einfachen Gestalt parallelen Spaltungsflächen als gleich vollkommene erkennen, während verschiedener Grad der Vollkommenheit auf verschiedene einfache Gestalten hinweisst.

Was schliesslich die Zahl der Spaltungsrichtungen, beziehungsweise der Blätterdurchgänge und ihre Lage betrifft, so zeigen sich dieselben sehr verschieden; es giebt Species, deren Krystalle nur nach einer Richtung spaltbar sind, einen Blätterdurchgang haben, andere, deren Krystalle nach 2, 3, 4 oder mehr Richtungen spaltbar sind, einen zwei-, drei-, vier- oder mehrfachen Blätterdurchgang zeigen. So sind z. B. die hexagonalen Krystalle des Chlorit in einer Richtung vollkommen spaltbar, parallel der hexagonalen Basisfläche, haben einen einfachen Blätterdurchgang; so sind z. B. die tesseralen Krystalle des Steinsalzes nach drei Richtungen, parallel den Flächen des Hexaeders spaltbar, haben einen dreifachen Blätterdurchgang; so sind die Krystalle des hexagonalen Calcit, Dolomit, Siderit und Magnesit nach drei Richtungen, parallel den Flächen eines stumpfen Rhomboeders spaltbar, haben einen dreifachen Blätterdurchgang. Bei dem dreifachen Blätterdurchgange des Steinsalzes schneiden sich die Spaltungsflächen rechtwinklig, ergeben hexaëdrische Spaltungsstücke, während bei dem dreifachen Blätterdurchgange des Calcit, Dolomit, Siderit und Magnesit die Spaltungsflächen sich unter gleichen, stumpfen und spitzen Winkeln schneiden, welche sich zu 180° ergänzen, bei dem Calcit sich unter Winkeln von 105° 5′ und 74° 55′ schneiden. So sind z. B. die Krystalle des Fluorit nach vier Richtungen spaltbar, haben einen vierfachen Blätterdurchgang parallel der Flächen des Oktaëders und die vier Blätterdurchgänge schneiden sich unter Winkeln von 109° 28′ 16″ und 70° 31′ 44″.

Gleich vollkommene Spaltungsflächen entsprechen einer einfachen Krystallgestalt, ungleich vollkommene weisen auf verschiedene Krystallgestalten hin. So spaltet z. B. der Galenit oder Bleiglanz gleich vollkommen nach drei auf einander rechtwinkligen Richtungen, wie das Steinsalz, und die Spaltungsflachen entsprechen einem rechtwinkligen Parallelepipedon mit gleichen Flächen, dem Hexaëder, einer einfachen Gestalt des tesseralen Systems. So spaltet z. B. der Apophyllit nach drei auf einander senkrechten Richtungen, in einer vollkommen, in den zwei anderen in gleicher Weise unvollkommen, also entsprechend einem rechtwinkligen Parallelepipedon, welches auf die Combination zweier quadratischen einfachen Gestalten hinweist, auf die der Basisflächen und des quadratischen diagonalen Prisma $\infty P \infty$. So spaltet auch der Anhydrit in drei auf einander senkrechten Richtungen, jedoch ist die Spaltbarkeit in den drei Richtungen von verschiedener Vollkommenheit. Hieraus muss man schliessen. dass diese drei Blätterdurchgänge auf die orthorhombische Combination der Längs-, Quer- und Basisflächen führen, welche als Spaltungsgestalt hervorgeht. So spalten die Krystalle des Baryt nach drei Richtungen, haben drei Blätterdurchgänge, von denen zwei gleich vollkommene sich schiefwinklig schneiden, während der dritte vollkommenere rechtwinklig gegen diese beiden geneigt ist. Die ersten beiden entsprechen dem Querdoma $P\bar{\infty}$, der letztere den orthorhombischen Längsflächen.

Gewöhnlich sind wenig Blätterdurchgänge vorhanden und diese entsprechen den gestaltlich einfachsten Gestalten der Systeme. So sind z. B. bei tesseralen Krystallen die Spaltungsflächen parallel dem Hexaëder oder dem Oktaëder oder dem Rhombendodekaëder; bei quadratischen Krystallen parallel den Basisflachen, oder parallel den Flächen des normalen oder des diagonalen quadratischen Prisma oder parallel den Flächen einer normalen oder einer diagonalen quadratischen Pyramide, bei orthorhombischen parallel den Quer-, Längs- oder Basisflächen, parallel den Flächen eines orthorhombischen Prisma oder Querdoma oder Längsdoma, oder parallel einer orthorhombischen Pyramide u. s. f., wobei, wie die vorangehenden Beispiele zeigten, die Spaltungsflächen eines Krystalles oder der Krystalle einer Species gleichzeitig nach einer oder nach zwei oder drei- und mehr einfachen Krystallgestalten gefunden werden können.

Abgesehen davon, dass man einen Krystall nach einer Spaltungsfläche in Blätter zertheilen kann, Spaltungsblätter entstehen, ergeben die Krystalle bei zwei und mehr Spaltungsflächen prismatische, domatische, hexaëdrische, oktaëdrische, pyramidale, rhomboëdrische u. a. Spaltungsstücke und die übereinstimmende Gestalt der Spaltungsstücke bei Krystallen derselben Art führte den französischen Krystallographen René Juste Haüy (dessen Traité de cristallographie, Paris 1822) zu der Annahme (Hypothese), dass die materiell gleichen kleinsten Theile eines Krystalls gleiche Gestalt und Grösse haben, durch deren Vereinigung der Krystall aufgebaut sei. Er nannte diese durch die Spaltungsflächen zu erschliessenden kleinsten materiell gleichen Massentheilchen gleicher Grösse und Gestalt »molécules intégrantes« (integrirende Molecule). Das von dem lateinischen Worte moles, Masse gebildete Verkleinerungswort molécule (molecula, Massentheilchen), im Deutschen auch Molekel genannt, bezeichnet also hier die auf Spaltbarkeit begründeten kleinsten gleichen Massentheilchen eines Krystalles und diese sind nicht mit den chemischen Moleculen zu verwechseln.

Wenn auch die hypothetische Gestalt dieser Krystall-Molecule als eine gleiche angenommen werden konnte, so ist doch die Grösse derselben nicht

zu bestimmen. So kann z. B. ein Krystall des Galenit oder Bleiglanz genannten Minerales durch fortgesetztes Spalten in sehr kleine hexaëdrische Spaltungsstücke zertheilt werden und wenn man diese durch Zerstossen weiter verkleinert, bis zu feinem Pulver zerreibt, so erkennt man unter dem Mikroskope noch hexaëdrische Gestaltung. Man konnte also annehmen, dass die Krystall-Molecule des Galenit Hexeader sind, durch welche die Krystalle des Galenit aufgebaut gedacht werden können, die Grösse aber ist nicht bestimmbar. Wie man aus gleichgestalteten Bausteinen Gebäude der verschiedensten Form aufbauen kann, so zeigte HAUY, wie man nach gewissen Gesetzen der Aneinander-Lagerung der molécules intégrantes die verschiedenen Gestalten der Krystalle derselben Art aufbauen könne und wenn auch die Auffassung dieses Aufbaues, die Gestalt und Grösse der Krystall-Molecule eine hypothetische ist, gleichsam eine logische Folgerung der Spaltbarkeit, so hat doch diese Hypothese eine grosse Wahrscheinlichkeit für sich und dient zur Erklärung der gleichen Spaltbarkeit bei verschiedener Gestaltung der Krystalle derselben Species.

Diese stofflich gleichen, gleichgestalteten und gleichgrossen Krystall-Molecule werden selbst wieder durch die Atome gebildet, die »molécules élémentaires«, welche in jedem der »molécules intégrantes« in gleicher Zahl und Anordnung anzunehmen sind, um die gleiche Gestalt und Grösse derselben bei derselben Art zu ermöglichen.

Mit einem solchen Aufbau der Krystalle durch die Krystall-Molecule, welche durch die Cohäsion zusammengehalten werden, könnte man auch eine eigenthümliche Erscheinung von Flächen in Zusammenhang bringen, welche als Gleitflächen, gegenüber den Spaltungsflächen bezeichnet worden sind und in ausführlicher Weise von E. REUSCH (Ann. d. Phys. u. Chem. 132, 441; 136, 130; auch in den Monatsber. der Berliner Akademie der Wissenschaften 1872, 242 und 1873, Mai) ermittelt und beschrieben worden sind. Es giebt nämlich in Krystallen gewisse Flächen (Richtungen), welche dadurch ausgezeichnet sind, dass parallel denselben ein Gleiten der kleinsten Massentheilchen stattfinden kann und das Gleiten durch einen entsprechenden Druck hervorgerufen wird.

Werden z. B. an einem hexaëdrischen Spaltungsstücke von Steinsalz zwei diametral gegenüberliegende Kanten so abgefeilt, wie wenn eine Rhombendodekaederfläche als gerade Abstumpfung der Hexaëderkante vorhanden wäre und dann das Spaltungsstück zwischen diesen beiden durch das Anfeilen hervorgebrachten Abstumpfungsflächen gepresst, so entsteht in dem Spaltungsstücke eine Trennungsfläche, welche der in der Richtung des Druckes liegenden Rhombendodekaëderfläche parallel ist. — Oder, wenn an einem durchsichtigen rhomboëdrischen Spaltungsstücke des Calcit zwei diametral gegenüberliegende scharfe Kanten, welche den Seitenkanten des Rhomboëders R entsprechen, so abgefeilt werden, dass diese Abfeilungsflächen als gerade Abstumpfungsflächen der Seitenkanten den Flächen des diagonalen hexagonalen Prisma $R\infty$ entsprechen, so blitzen, wenn das Spaltungsstück zwischen diesen beiden Prismenflächen stark zusammengepresst wird, Trennungsflächen auf, welche den Flächen des stumpferen Rhomboëders $\frac{1}{2}R'$ in der Gegenstellung[1]) entsprechen, welche als Krystallflächen die stumpfen Endkanten des Rhomboëders R gerade abstumpfen. Aus diesen Erscheinungen der Gleitflächen geht hervor, dass sie durch Verminderung der

[1]) Man vergleiche wegen dieser Gestalts-Angaben das, was bei Calcit (pag. 93) über die Gestalten desselben angegeben wurde.

Cohärenz der kleinsten Massentheilchen in Folge des Druckes hervorgehen und in die Reihe der Cohäsions-Eigenschaften der Krystalle gehören.

Schliesslich sind auch noch die bereits oben erwähnten Schlagfiguren anzuführen, welche dadurch entstehen, dass man auf eine Krystall- oder Spaltungsfläche einen stumpfen konisch zugespitzten Stahlstift (den Körner der Metallarbeiter) senkrecht aufsetzt und auf denselben einen kurzen leichten Schlag mit einem Hammer ausführt. Es entstehen dadurch von dem Aufsatzpunkte des Stahlstiftes ausgehende feine Sprünge, welche sich auf gewisse Krystallflächen beziehen, denen entsprechend durch den Schlag die Cohäsion vermindert oder aufgehoben wurde.

Sowie durch solche mechanische Mittel der natürliche Zusammenhang der kleinsten gleichen Massentheilchen in gewissen Richtungen aufgehoben werden kann, können auch chemische Agentien angewendet werden, um die Verhältnisse des Zusammenhanges zu ermitteln. Man erzeugt auf Krystall- oder Spaltungsflächen die sogen. Aetzfiguren.

Bei der verschiedenen Beschaffenheit der Krystallflächen überhaupt, welche bei vollkommener Ausbildung der Krystalle ebene Flächen sein sollen, bemerkt man auch verschiedene Abstufungen unvollkommener Ausbildung, wonach Krystallflächen als gestreifte und andere als rauhe bezeichnet werden. Bei letzteren namentlich bemerkt man bisweilen, dass in der Ausdehnung der Krystallflachen als Ebenen kleine Vertiefungen vorkommen, welche z. Th. eine regelmässige Gestaltung zeigen und, wie man zu schliessen berechtigt war, oft von einem äusseren Angriff eines chemischen Agens, eines Auflösungsmittels herrühren. Dasselbe machte die Krystallflächen rauh, erzeugte gewisse regelmässige Vertiefungen. Es lag nun der Gedanke nahe, durch Auflösungsmittel schwach auf Krystallflächen einzuwirken, sie anzuätzen und beobachtete nun ähnliche Erscheinungen, wie sie an gewissen rauhen Flächen vorkommen. Man erzeugt Aetzfiguren, welche bei ihrer Kleinheit meist mikroskopisch untersucht durch ihre Gestaltung und Lage einen Zusammenhang mit der Krystallgestalt zeigen und somit auch die Mittel bieten, über die Krystallisation zu entscheiden, wenn Zweifel über die Gleichartigkeit der Flächen oder über das System vorliegen, in welchem die bezügliche Species krystallisirt.

Den Spaltungsflächen stehen ferner als eine Cohäsionserscheinung die Bruchflächen gegenüber. Wird z. B. ein dichtes Mineralstück mit einem Hammer zerschlagen, so entstehen Bruchstücke desselben und die dasselbe begrenzenden Flächen heissen Bruchflächen. Man spricht vom Bruche der Minerale, welcher sich in dieser Weise nicht allein bei dichten Varietäten zeigt, sondern auch neben den Spaltungsflächen an Krystallen.

Diese Bruchflächen hängen mit der Cohäsion zusammen und entstehen durch die Erschütterung der Masse in Folge des Schlages mit dem Hammer. Von der Stelle aus, wo der Hammer aufschlägt, wird die Masse erschüttert und der Zusammenhang der kleinsten Massentheilchen gestört. Ist der Schlag stark genug, dass ein Stück abgeschlagen wird, so zeigt sich nicht oder nur in seltenen Fällen eine Ebene. Die normale Gestalt einer solchen Bruchfläche ist in Folge der vom Angriffspunkte des Hammers ausgehenden Erschütterung, besonders bei dichten gleichartigen Massen eine concave, beziehungsweise convexe Fläche, welche man mit der Concavität und Convexität einer Muschelschale verglichen und muschelige Bruchfläche genannt hat. Solche Flächen sieht man z. B. an einem Stücke Glas oder an einem Stücke Obsidian, einem natürlichen Glase, oder an dichten Mineralen überhaupt, ebenso an gewissen Krystallen, besonders

an solchen, welche nicht vollkommen spaltbar sind. Die Aehnlichkeit mit der Concavität und Convexität der Muschelschalen wird bisweilen noch dadurch erhöht, dass in der gekrümmten Bruchfläche, wahrscheinlich in Folge innerer Hindernisse concentrische schwache wellenförmige Erhöhungen und Vertiefungen wechseln.

Auch hier kann man, wie bei der Erzeugung der Schlagfiguren sich von der regelmässigen, vom Angriffspunkte ausgehenden Erschütterung und Trennung der kleinsten Massentheilchen überzeugen. Wenn man z. B. ein Stück durchscheinenden Chalcedon hat, welcher angeschliffen und polirt eine ebene, glatte und glänzende Schlifffläche zeigt, so kann man sich, wie bei der Erzeugung der Schlagfiguren eines stumpfen conisch zugespitzten Stahlstiftes bedienen, diesen auf der Schlifffläche senkrecht aufsetzen und darauf einen leichten kurzen Schlag ausführen. Dann sieht man vom Angriffspunkte aus einen hemisphärischen Sprung sich in das Innere erstrecken, dessen Tangentialebene die Schlifffläche ist.

Der muschelige Bruch kann als der normale betrachtet werden und man unterscheidet nach der Tiefe der Concavität oder der Höhe der Convexität gegenüber der Ausdehnung (Grösse) der Bruchfläche den muscheligen Bruch als tiefmuscheligen oder flachmuscheligen Bruch, welcher letztere so flach werden kann, dass daraus der ebene Bruch hervorgeht, wobei die Bruchflächen nahezu eben sind, das Extrem des flachmuscheligen Bruches bilden. Im Gegensatz dazu steht der unebene Bruch, wenn die Bruchflächen nicht in bestimmter Gestaltung hervortreten, sondern nur unregelmässige Erhöhungen und Vertiefungen zeigen.

Bruchflächen, wie sie bei dem muscheligen bis ebenen Bruche entstehen, können auch ihrer Beschaffenheit nach als glatte oder splittrige oder erdige unterschieden werden, je nachdem sie glatt sind oder in der Ausdehnung der Bruchflächen sich ablösende Splitter des Minerales sich nicht ganz ablösen, sondern noch mit der Masse zusammenhängend und auf der Fläche aufliegend in Folge der Durchscheinheit der Splitter, soweit sie abgelöst sind, sichtbar werden, wie man solche Splitter bei Horn sehen kann. Erdig werden die Bruchflächen oder der Bruch erdig genannt, wenn auf denselben sich kleine pulverulente Theilchen zeigen, welche bei der Trennung sich von der Masse ablösten und den Bruchflächen adhäriren.

Als eine besondere Art des Bruches ist schliesslich der hakige Bruch bei dehnbaren Metallen, z. B. Eisen, Kupfer oder Zink unterschieden worden, indem bei diesen durch die bedeutende Cohärenz der Massentheilchen beim Zerreissen oder Zerbrechen sich auf den Trennungsflächen kleine drahtähnliche Spitzen zeigen, welche am Ende gewöhnlich etwas gekrümmt sind.

Als dritte Haupterscheinung in Folge der Cohärenz ist die Härte der Minerale anzuführen. Man bezeichnet mit dem Ausdrucke Härte der Minerale den Widerstand, welchen sie zeigen, wenn man sie zunächst mit einem Messer schneiden oder ritzen will, wenn man sie mit einer Feile anfeilt oder wenn man sie für gewisse Zwecke der Verwendung schleift. So zeigt z. B. das Schneiden des Glases vermittelst des Glaserdiamanten, dass die Härte des Glases geringer ist als die des Diamant.

Diese von der Cohäsion der Masse, von der Cohärenz der kleinsten Massentheilchen abhängige Härte der Minerale war z. Th. schon in den ältesten Zeiten der Grund, warum gewisse Minerale als Edelsteine vor anderen bevorzugt wurden,

sie ist jetzt noch der Grund, warum z. Th. Edelsteine nicht durch die schönsten geschliffenen Gläser überflüssig gemacht werden.

Es handelte sich zunächst darum, diesen Widerstand in irgend welcher Weise zu bestimmen, weil man beobachtete, dass die Minerale sich sehr verschieden hart erweisen und dass Minerale derselben Art eine gewisse Uebereinstimmung in der Härte zeigen. Wenn man z. B. einen Gypskrystall oder eine Spaltungslamelle des Gypses mit dem Fingernagel ritzen will, so bemerkt man, dass dies leicht geschehen kann, während ein Calcitkrystall oder ein Spaltungsstück des Calcit vom Fingernagel nicht geritzt wird. Versucht man dagegen das Ritzen bei diesen letzteren mit dem Messer, so geschieht dies sehr leicht. Mit einer Diamantspitze kann man sehr leicht das Glas ritzen oder auch einen Bergkrystall, während dieser das Glas ritzt aber nicht vom Glase geritzt wird.

Als man die Minerale wissenschaftlich zu bestimmen begann, wurde auch die Härte als eine wichtige Eigenschaft derselben erkannt, durch welche sie sich unterscheiden lassen; es stellte sich das Bedürfniss heraus, die Härte zu prüfen. Man versuchte mit dem Fingernagel zu ritzen oder wenn dies nicht gelang, mit einem stählernen Messer, oder wo dieses nichts ausrichtete, mit einer englischen Feile das Mineral anzufeilen, überzeugte sich aber bald, dass diese Mittel, Minerale zu ritzen, um ihre Härte zu prüfen, für wissenschaftliche Bestimmung unzureichend sind. Man benützte daher und benützt noch jetzt als Mittel zur Bestimmung der Härte der Minerale die Minerale selbst und es wurde zunächst von F. Mohs eine Reihe von Mineralen ausgewählt, welche zum Ritzen der anderen geeignet erschienen. Er wählte 10 durch Härte verschiedene Minerale aus, welche nach zunehmender Härte in eine Reihe gestellt, eine Härtescala für die Beurtheilung der Härte aller anderen bilden und hatte somit ein weit sicheres Mittel, die Minerale bezüglich der Härte vergleichen zu können.

Die zehn ausgewählten Minerale sind nach der aufsteigenden Härte geordnet nachfolgende:

1. Talk (blättriger Steatit).
2. Gyps.
3. Kalkspath (krystallinischer Calcit).
4. Fluorit.
5. Apatit.
6. Orthoklas (ein Feldspath).
7. Quarz.
8. Topas.
9. Korund.
10. Diamant.

Die zehn Glieder der Härtescala sind aber nicht beliebige Stücke der verschiedenen Varietäten der genannten Arten, sondern man wählt zur Härtebestimmung entweder Krystalle oder Krystallstücke (wie Spaltungsstücke), weil diese den vollkommensten Zustand, den normalen der Minerale darstellen. Nicht jede beliebige Varietät einer der genannten Arten eignet sich zur Bestimmung, denn wenn z. B. bei Calcit (S. 98) angeführt wurde, dass zu der Species Calcit auch die Kreide als erdiger Calcit gerechnet wird, so versteht sich von selbst, dass man die Kreide nicht anwenden könnte, weil sie als erdiger Calcit viel weicher ist, sich von jedem krystallinischen Calcit wegen des lockeren Zusammenhaltens ihrer kleinsten Theilchen ritzen lässt. Ebenso würde bei Gyps der faserige Gyps sich weicher erweisen als der krystallisirte.

Mohs gab (pag. 331 seiner leichtfasslichen Anfangsgründe der Naturgeschichte des Mineralreiches, Wien 1832) eine genaue Vorschrift für die Auswahl der zur Härtescala tauglichen Stücke, bezüglich welcher nur in Betreff des zweiten Härtegrades anzuführen ist, dass er eine etwas unvollkommene spaltbare, nicht voll

kommen durchsichtige und nicht krystallisirte Varietät ausgewählt wissen wollte, weil Krystalle gewöhnlich zu weich sind. An die Stelle dieser Varietät liesse sich auch das Steinsalz setzen, oder wenigstens anwenden. W. HAIDINGER (pag. 399 seines Handbuches der bestimmenden Mineralogie, Wien 1845) setzte das spaltbare Steinsalz als zweiten Härtegrad in die Scala mit der Bemerkung: »die Gypsvarietät, welche genau den Härtegrad besitzt und deren sich MOHS anfänglich bediente, ist weniger leicht zu haben.« Trotz dessen zieht man den Gyps vor, weil das Steinsalz hygroskopisch ist, durch feuchte Luft an der Oberfläche angegriffen und etwas weicher wird, während Spaltungsstücke des Gyps, z. B. des krystallisirten vom Montmartre bei Paris genau die gewünschte gleichmässige Härte haben.

Die Härte eines Minerales prüft man nun in folgender Weise: Man versucht mit einer Ecke eines Krystalles, eines Spaltungs- oder Bruchstückes die Glieder der Härtescala zu ritzen, wobei man von den höheren zu den niederen herabsteigt. Findet man so z. B. dass die zu bestimmende Probe den Orthoklas nicht, aber den Apatit ritzt, so ist ihre Härte höher als die des Apatit. Sie kann nun die Härte des Orthoklas haben oder in der Härte zwischen dem Apatit und Orthoklas stehen, sich dem einen oder dem anderen Härtegrade mehr nähern. Dies findet man weiter, wenn man das fragliche Mineral mit dem Orthoklas zu ritzen versucht, ist dies der Fall, wird es vom Orthoklas geritzt, dann ist seine Härte zwischen beiden Härtegraden. Wird das Mineral nicht vom Orthoklas geritzt, so ist seine Härte gleich der des Orthoklas. Um noch genauer darüber zu entscheiden, ritzt man mit dem Orthoklas und der in Frage stehenden Probe den Apatit und kann dabei keinen oder einen geringen Unterschied finden. Bemerkt man keinen Unterschied, so ist die Härte gleich der des Orthoklas, während ein etwaiger geringer Unterschied zeigt, dass die Härte wenig über der des Orthoklas oder unter derselben ist.

Hat man so die Härte ermittelt, so bezeichnet man sie mit der Zahl 6, schreibt H. = 6, wenn sie gleich der des Orthoklas ist, mit 5,5, wenn sie zwischen der des Apatit und Orthoklas liegt, wobei aber durch die Decimale nur der Ausdruck in Worten, wie bei H. = 6 erspart, eine Abkürzung erzielt wird. Eine nähere Bezeichnung, wie etwa H. = 5,25 oder H. = 5,75 ist nicht zu empfehlen, es genügt die Angabe H. = 5,5—6,0, wenn die Härte der des Orthoklas näher steht als der des Apatit. Man kann überhaupt nicht die Härte so haarscharf bestimmen und es ist der Zahlenausdruck immer nur ein annähernder, zumal bei der Angabe der Härte einer Mineralart, wenn man auch dabei nur die krystallinischen oder vollkommen dichten Varietäten berücksichtigt; denn es finden immer kleine Unterschiede bei den Varietäten statt, wie schon oben in Betreff des Gypses bemerkt wurde, dessen Krystalle oft weicher sind als die zur Scala gewählten Spaltungsstücke des krystallisirten Gypses vom Montmartre bei Paris.

Aus der Wahl von 10 Gliedern der Härtescala gegenüber den zahlreichen Mineralarten, aus den grossen Unterschieden der Härte zwischen den Extremen und aus der Art, die Härte durch Vergleichung möglichst annähernd zu bestimmen, geht hervor, dass die Bestimmung nur eine annähernde ist, kein numerisches Maass erzielt, wie die Bestimmung des in Zahlen ausgedrückten specifischen Gewichtes. Man hatte daher daran gedacht, die Zahl der Glieder der Härtescala zu vermehren, was in der That zunächst zweckmässig erscheinen möchte. So hat z. B. A. BREITHAUPT (pag. 377 seines vollständigen Handbuches der Mineralogie, Dresden und Leipzig 1836 I. Theil) eine 12theilige Härtescala aufgestellt.

Er hob hervor, dass die MOHS'schen Bestimmungen nach 10 Graden bei weitem alle anderen übertreffen, welche man vorher kannte. Nur zu mehrer Gleichförmigkeit und um also die gar zu fühlbaren Lücken vermeiden zu können, dehnte er die 10 MOHS'schen Grade auf 12 aus, unter welchen der dritte und siebente neue Zugaben sind. Seine Scala ist nun folgende:

1. Talk, blättriger.
2. Gyps, blättriger, z. B. aus Thüringen (der gelbe vom Montmartre ist etwas zu hart.
3. Glimmer, namentlich der von Zinnwald (der sog. Zinnwaldit).
4. Kalkspath.
5. Fluorit.
6. Apatit.
7. Sodalith (in dessen Ermangelung Strahlstein vom Greiner in Tyrol oder Wernerit von Arendal in Norwegen.
8. Orthoklas.
9. Quarz.
10. Topas.
11. Korund (nicht der aus Piemont).
12. Diamant.

Diese Scala fand aber nicht allgemeine Aufnahme, verdrängte nicht die MOHS'sche, weil sich der Uebelstand herausstellte, dass man genöthigt gewesen wäre, bei der Angabe stets beizufügen, nach welcher Scala die Härte bestimmt wurde, wie etwa bei den Temperaturangaben, ob Celsius, Réaumur oder Fahrenheit. Der angedeutete Uebelstand hätte sich vermehrt, wenn ein anderer Mineralog wieder eine Scala aufgestellt hätte und so ist bis jetzt die MOHS'sche Scala die allgemein angewendete geblieben, wenn man auch recht gut weiss, dass die Bestimmung manches zu wünschen übrig lässt.

Es wurden sogar auch mehrere sinnreich ausgedachte Apparate als Sklerometer (Härtemesser) construirt, um die Härte besser als durch die MOHS'sche Scala bestimmen zu können, sie erwiesen sich aber stets als nur in sehr beschränkter Weise anwendbare Apparate, welche nicht gestatten, die Härte einer beliebigen Mineralprobe zu bestimmen, indem immer gewisse Vorkehrungen zu treffen sind, während das Resultat doch nicht das gewünschte ist. Man überzeugt sich durch solche Sklerometer, dass bei den Krystallen gewisse Unterschiede in der Härte vorkommen, welche man durch das gewöhnliche Ritzen nicht gut unterscheiden kann, dass selbst auf einer und derselben Krystallfläche Unterschiede beobachtet werden können, welche von der Richtung abhängen, in welcher man ritzt und dass diese Richtungen mit der Lage der Flächen gegen die Krystallachsen und mit den Spaltungsflächen zusammen hängen. Auf di charakteristische Härte der Arten haben sie keinen besonderen Einfluss. Bisweilen treten Härte-Unterschiede an denselben Krystallen oder an Krystallen derselben Art in bestimmten Richtungen auf, welche so gross sind, dass man sie durch die Härtescala wahrnehmen kann. So sind z. B. die Krystalle des Disthen (s. Silicate) durch solche Unterschiede ausgezeichnet, dass man nicht allein beim Ritzen mit den Ecken oder Kanten desselben und bei dem Ritzen auf den Krystallflächen, sondern auch auf derselben Krystallfläche in verschiedenen Richtungen erhebliche Unterschiede wahrnimmt.

Schliesslich zeigt der Zusammenhang der kleinsten Theilchen gewisse Erscheinungen, welche man zum Theil schon beim Ritzen wahrnehmen kann, wo-

nach man Minerale als spröde, milde, geschmeidige, biegsame und dehnbare benennt. Wenn man z. B. Glas mit einem Diamant ritzt, so bemerkt man, dass bei dem langsamen Einschneiden längs des Schnittes kleine Splitter des Glases sich ablösen oder abspringen und man nennt das Glas spröde. Dasselbe bemerkt man, wenn man Bergkrystalle mit dem Diamant ritzt. Ritzt man dagegen Gyps mit einem Messer, so trennen sich längs des Schnittes feine erdige Theilchen ab, welche liegen bleiben und man nennt den Gyps milde. Ritzt man dagegen den Argentit (Silberglanz, s. Glanze) mit einem Messer, so lösen sich keine Theilchen ab, sondern es erscheint der Einschnitt als eine glänzende Linie; man nennt desshalb den Argentit geschmeidig. Lassen sich dünne Blättchen eines Minerals, wie sie durch das Spalten erhalten werden können, biegen, ohne dass sie zerbrechen, so heissen sie biegsam und man unterscheidet sie als elastisch biegsam, wenn nach der Biegung das Blättchen seine frühere Lage einnimmt, und als gemein-biegsame, wenn nach der Biegung das Blättchen gebogen bleibt. Dehnbar endlich nennt man geschmeidige Minerale, wenn abgeschnittene Späne sich zu Draht ausziehen lassen, wie bei Gold, Silber, Platin oder Kupfer, oder sich unter dem Hammer strecken lassen, wesshalb man sie auch hämmerbar nennt. Alle diese zuletzt angeführten Erscheinungen, wonach man die Minerale als spröde, milde u. s. w. unterscheidet, bezeichnet man auch als Erscheinungen der Tenacität, während sie im Grossen und Ganzen ebenfalls Cohäsions-Erscheinungen sind.

Die Continente

von

Professor Dr. **von Lasaulx.**

Die Gestaltung der Erdoberfläche ist im Grossen bedingt durch die Conturen der Festlandsmassen, d. h. durch deren Grenzen gegen die Meeresflächen. Das ist das Verhältniss, das uns beim Anblick einer Erdkarte entgegentritt, während die Reliefformen der Festlande, oder die in Verticalebenen liegenden Begrenzungen gegen die Atmosphäre nur wenig sichtbar werden. Es entgeht dann dem Blicke das viel bedeutendere Relief, das sich darbieten würde, wenn wir uns die Meere trocken, die ganze Erdoberfläche als eine landfeste vorstellen. Wir würden erkennen, dass die Unterschiede in der Reliefbildung der Erdoberfläche zwischen dem Meeresboden und der sichtbaren Basis der Continente oder dem Meeresniveau, der Ebene, in welcher die Conturen der Continente sich zeichnen, viel bedeutendere sind, als die Reliefunterschiede der Festlande über jenem Niveau für sich betrachtet. Das geht aus einer Vergleichung der Verhältnisse von Land und Meer, aus einer Berechnung der mittleren Tiefe der Oceane und der mittleren Höhe der Continente auf das Unzweifelhafteste hervor.

Das Oberflächenverhältniss der Festlande oder des Trockenen überhaupt auf der Erde zu dem Meere, lässt sich nach unseren neuesten geographischen Erfahrungen über das Vorhandensein und die angenäherte Ausdehnung der beiden Polarlandmassen am besten in runden Zahlen wie 1 : 2,75 ausdrücken.

Ueber die Tiefenverhältnisse der verschiedenen Oceane sind wir auf Grund zahlreicher, in den letzten Jahrzehnten ausgeführten Lothungen wesentlich besser unterrichtet, wie vorher. Mit der Erfindung verbesserter Tiefenlothe wurde auch die Genauigkeit der Messungen eine immer grössere. Wir wissen nun, dass die

alte Annahme, dass auch der Meeresboden eine den Festlanden entsprechende Gliederung in Seegebirge und Seethäler besitze, durchaus nicht zutreffend ist, sondern dass im Allgemeinen der Boden der Oceane als eine Ebene anzusehen ist, auf welcher nur wenige und ganz flach verlaufende Bodenanschwellungen sich finden. Wenn unsere Nordsee trocken gelegt würde, so würde ihre Sohle wie eine Steppe mit sanften Hügelwellen von der Grösse nur mässiger Dünen erscheinen,[1]) und auch die Boden der grossen Oceane, des atlantischen, des indischen und des Grossen Oceans würden überall nur ähnliche flache Undulationen zeigen.

Krümmel hat neuerdings in seiner vergleichenden Morphologie der Meeresräume[1]) unter Benutzung des umfangreichsten Materials für alle Oceane die mittlere Tiefe berechnet und es ergiebt sich nach ihm, dass man den offenen Meeren eine mittlere Tiefe von 1880 Faden zuschreiben darf, oder wenn man diesen Werth, unter Berücksichtigung des etwas vermindernden Einflusses der wenig tiefen Theile der Meere längs der continentalen Küsten abrundet, dass die mittlere oceanische Tiefe gleich 2000 Faden sei.

Auch bezüglich der mittleren Höhe der Continente haben durch erneuerte Berechnung die früher allgemein angenommenen Zahlen Humboldt's bedeutende Correctionen erfahren. Leipoldt[2]) hat die mittlere Höhe Europa's auf Grund reichen Materiales und unter Anwendung verschiedener Rechnungsmethoden neu berechnet und dafür den Werth: 296,8 Meter gefunden, um mehr als 90 Meter mehr als Humboldt angab (205 Meter). Nach neueren Erfahrungen modificirt Leipoldt auch die Werthe für die mittlere Höhe der anderen Continente und erhält so die runden Zahlen:

Europa	= 300	Meter	
Asien	= 500	„	
Afrika	= 600	„	(580 Meter).
Amerika	= 410	„	
Australien	= 250	„	

Es ergiebt sich hieraus die mittlere Höhe sämmtlicher Continente auf 412 Meter.

Es ist sonach diese mittlere Höhe nahezu 8 mal geringer als die mittlere Tiefe der Weltmeere. Schon ein Meeresbecken wie das atlantische vermochte in seiner Höhlung mehr als das doppelte aller über den Meeresspiegel aufragenden Festländer in sich aufzunehmen. Wollte man die Sockel der Festlande unter dem Meeresspiegel soweit entfernen, dass sie durch die Einschüttung mit der Sohle des atlantischen Oceans eine Ebene darstellten, so würde der übrige hohle Raum doch noch genügen für einen Ocean, der über die nordatlantische Oberfläche und über die verschwundenen Festlande immerhin noch mit einer Tiefe von 440 Meter, also genau fünfmal tiefer als durchschnittlich die Nordsee, sich ausbreiten würde.[3])

Aus diesen Betrachtungen erhellt am besten die Bedeutung der Continente im Verhältniss zum Meeresboden: es sind gewaltige Plateaus, die über diesem aufragen, denen die Festlandsgebirge nur als oberflächliche Unebenheiten aufgesetzt erscheinen. Zwischen diesen continentalen Hochlanden liegen die tiefen und breiten Thäler der trennenden Meere.

---

[1]) Otto Krümmel; Leipzig 1879. pag. 70—101.

[2]) Peschel-Leipoldt. 432.

[3]) Peschel-Leipoldt. pag. 424.

Nun erscheint es uns schon verständlich, dass die Continente uralte Festlandsschollen sind, die keineswegs abhängig sind von dem Baue der Gebirge, die sie tragen. Das bestätigt uns wiederum die Geologie, die uns gezeigt hat, wie viele und gerade die mächtigsten und höchst aufragenden Gebirge erst in verhältnissmässig jungen geologischen Zeiten zu ihren heutigen Reliefformen emporgetrieben worden sind, während andererseits uralte geologische Formationen seit der Zeit ihrer Entstehung nicht wieder vom Meere überfluthet wurden. Fest steht heute die Thatsache, dass in den Alpen noch nach der Ablagerung eines Theiles der mittleren tertiären Schichten eine bedeutende Aufwärtswölbung stattgefunden hat, dass auch in den Pyrenäen, dem Appenin, dem Kaukasus die grossen, diese Gebirge bildenden Bewegungen so nahe an die Gegenwart heranreichen, dass wir dieselben kaum als abgeschlossen; sondern noch als fortdauernd annehmen müssen, wie es denn auch das immer wiederholte Spaltenwerfen der Erdrinde und die damit in Verbindung auftretenden Erderschütterungen documentiren.[1])

Nun aber liegen im Gegensatze hierzu in den Continentalmassen auch grosse Gebiete an der Oberfläche, welche bei dem höchsten geol. Alter kaum Veränderungen ihrer Lage erlitten haben und jedenfalls stets landfest geblieben, nicht mehr auf längere Zeitdauer vom Meere bedeckt worden sind. Die in den westlichen Theilen des europäischen Russlands bis an den Ural hin an der Oberfläche grosser Ebenen ausgebreiteten paläozoischen silurischen Schichten sind durchaus in fast ungestörter, flacher Lagerung und auch im östlichen Galizien an den Ufern des Dniester und seiner Zuflüsse finden sich obersilurische und devonische Ablagerungen in gleicher Weise. Nicht später wieder vom Meere bedeckt, also eine uralte continentale Landmasse ist auch das Granitplateau von Central-Frankreich, das hierdurch auf die geologische Entwicklung aller umgebenden jüngeren Formationen und auf die orographische Gestaltung des Landes selbst einen wesentlichen Einfluss ausgeübt hat.

Diese Beispiele genügen, um zu zeigen, dass die Bildung der continentalen Massen eine ältere ist, als die Gebirgsbildung, dass sie eine von diesen auch verschiedene gewesen sein muss, dass nicht dieselben Bewegungen in der Erdrinde das Aufsteigen der Gebirge und mit ihnen der Continente bewirkt haben können, sondern dass vielmehr längst gebildete und fertige continentale Schollen in ihren oberflächlichen, peripherischen Theilen erst eine Faltung erlitten, die zu den Reliefformen der heutigen Landmassen führte.

Wenngleich nun auch, trotz vielfach aufgestellter, verschiedener Theorien, eine allseitig befriedigende Lösung der Frage, welche Ursachen die erste Differenzirung in die hohen Theile der jetzigen Continente und in die Tiefen des jetzigen Meeresbodens veranlasst haben können, noch nicht zu erreichen war, so hat sich doch immer mehr und mehr ergeben, dass die Ausdehnung und Begrenzung beider Theile gegeneinander in der That auf bestimmte Gesetze zurückzuführen sein wird.

Wir werden hierbei zunächst eine nähere Betrachtung der continentalen Gliederung nöthig haben.

Eigentlich giebt es, wenn wir von den beiden Polarländern absehen, nur zwei grössere zusammenhängende Areale von Land, das eine auf der östlichen Hemisphäre, das andere auf der westlichen. Das erstere wird gebildet aus den

[1]) Vergl. Artikel: Erdbeben.

3 alten Welttheilen, zu welchen man noch Australien hinzurechnen darf, da es fast wie eine vom altasiatischen Continente jetzt getrennte Insel sich verhält und zwischen ihm und der südasiatischen Spitze auch nur Meerestiefen von keineswegs grossoceanischer Bedeutung sich finden. Die beiden Amerika's bilden das westliche Landareal.

Wie dieses so eben schon für Australien ausgesprochen wurde, so gilt es auch für alle übrigen Theile der Continentalmassen: ihre eigentlichen Begrenzungen gegen die Meerestiefen fallen nicht mit den Conturen zusammen, die uns in den Grenzlinien von Land und Meer heute erscheinen. So liegt an den nordwestlichen Küsten von Europa der eigentliche Grenzcontur der continentalen Erhebung nicht so wie ihn die formenreichen Küsten von Schottland und Irland und der tiefe Einbruch des Aermelcanals mit Nord- und Ostsee zeigen, sondern eine einfach verlaufende Linie, die von der Spitze Jütlands im Bogen rings um die britannischen Inseln herumzieht und dann gerade abwärts nach der Nordküste von Spanien sich wendet, würde der continentalen Grenze entsprechen. Das ergeben die Tiefenlothungen, die erst westwärts jener Linie oceanische Tiefen finden, das ergiebt auch die Uebereinstimmung, das Hinübergreifen derselben geognostischen Formationen von der Nordküste Frankreichs bis zu den Kreidefelsen von Dover und andererseits von den Graniten von Cap Landsend und der diesem vorliegenden Scilly Inseln bis zu den Küsten der Normandie und den nördlich und westlich von diesen zerstreuten Inseln bis zu der von Quessant, die mit den englischen einst durch einen gemeinsamen Ufersaum verbunden, hier an der Grenzmarke des eigentlichen Continentes liegen. Ebenso vereinfachen sich die Linien der continentalen Grenzen ungemein, wenn wir sie unabhängig von den heutigen Festlandsconturen verfolgen, fast überall.

Die Gliederung der Festländer erscheint uns ungemein verschieden und die Grenzlinien überaus wechselnd; aber das sind Erscheinungen lediglich von oberflächlicher Bedeutung und ohne Einfluss auf die eigentliche continentale Begrenzung.

Man pflegt die Grösse der horizontalen Gliederung eines Festlandes in dem Verhältnisse der Oberfläche zur Küstenlänge auszudrücken. Hiernach spricht sich die grosse Verschiedenheit der einzelnen Landmassen in einfachen Zahlen aus. Für den europäisch-asiatischen Continent, der als ein Ganzes angesehen werden kann, ist das Verhältniss des Oberflächenareals zur Länge der Küsten wie 80 Quadratmeter Land auf 1 Meter Strand. Für Europa und Asien allein und für die übrigen Continente stellt sich dieses Verhältniss:

Europa . . .	37	Quadratmeter Land	:	1	Meter Strand
Nord-Amerika .	56	„ „	:	1	„ „
Süd-Amerika .	94	„ „	:	1	„ „
Australien . .	73	„ „	:	1	„ „
Asien	105	„ „	:	1	„ „
Afrika . . .	152	„ „	:	1	„ „

Es sind hiernach die südlichen Erdtheile weniger stark gegliedert, Afrika und Süd-Amerika vor allem zeigen ein bedeutendes Vorherrschen des Rumpfes, keine grösseren selbständigen Glieder, keine ausgedehnteren Halbinseln, noch tiefe Meeresbuchten, sondern nur viele kleine Ein- und Ausschnitte. An den nördlichen Erdtheilen dagegen treten grosse selbständige Halbinselländer und Binnenmeere auf und vermitteln eine grosse Küstenentwicklung.

Ganz auffallend ist die Vielgestaltigkeit der Küstengliederung in einigen Gebieten.

In Europa zeigt die stärkste Gliederung die Halbinsel Morea, auf 3 Quadratmeter Fläche 1 Meter Strand, auch die Westküste von Irland (10 : 1), Schottland und Skandinavien zeigen stark zertrümmerte Küstenconturen. Aber wo wir den Ursachen solcher Erscheinungen nachforschen, da finden wir allenthalben, dass dieselben localer Natur oder in dem zufälligen Zusammentreten gewisser wirksamer Agentien zu suchen sind, die keineswegs als continentale bezeichnet werden können.

Einen wesentlichen Unterschied in den Conturen zeigen im Allgemeinen Steilküsten und Flachlandsküsten. Während die ersteren vorherrschend zerstörenden Einflüssen unterliegen, vollziehen sich an letzteren häufig Neubildungen; beide bedingen besonders gestaltete Küstenformen.

Eine der interessantesten Erscheinungen der ersteren Art sind die Fjordbildungen, eine vollständige Ausfransung des Küstenconturs in tiefe, steil eingeschnittene Meeresbuchten und zwischen diesen liegende schmale Landzungen. Nur an gewissen Stellen der Continente finden sich dieselben, dort aber in dichter Häufung. Die schon vorhin erwähnten Westküsten von Skandinavien, Schottland und Irland sind in Europa durch solche Fjordbildungen ausgezeichnet, in Amerika finden sie sich an der Westküste von Grönland und an der Südspitze von Südamerika von der Insel Chiloë bis zum Cap Horn. Sie liegen überall entweder im hohen Norden oder tief im Süden, in der ganzen tropischen Zone und den ihr beiderseitig anliegenden Grenzzonen der gemässigten Gürtel fehlen sie an den Küsten der Continente.

So wird es klar, dass sie mit den klimatischen Verhältnissen in Zusammenhang stehen müssen. Sie fallen in die Gebiete der andauernden Niederschläge, dort wo auch die Wirkungen der hierauf gegründeten Erosion besonders intensiv sich zu gestalten vermögen. Es kommen aber noch andere Bedingungen hinzu. Die geologische Beschaffenheit der Küsten muss die Eigenartigkeit der Fjordbildung unterstützen. Der Wechsel von härteren, gegen die Erosion widerstandsfähigen Gesteinen mit weicheren, leicht verwitternden und zerfallenden wird der Gestaltung der Fjorde ganz besonders günstig sein. Recht auffallend tritt dieses Verhältniss an der Südwestküste von Irland hervor. Jede ausgestreckte fingerförmige Landzunge der dortigen Küstenfransen besteht aus den wetterfesten quarzigen Sandsteinen der devonischen Formation, des Old Red und alle die tief eingeschnittenen Buchten sind ausgehöhlt in den leicht auflösbaren Kalksteinen der Kohlenformation. Dort, wo weiter nördlich an der Küste der Wechsel dieser beiden Gesteine aufhört, verschwindet auch die Fjordenbildung und in einförmig verlaufendem Bogen geht die Küstenlinie weiter. Erst oben an der Nordküste, wo wieder der Wechsel krystallinischer Gesteine hier der Erosion geringeren, dort grösseren Widerstand entgegenstellt, tritt auch die Vielgestaltigkeit in der Zertrümmerung der Küste wieder hervor, wenn gleich nicht in derselben Regelmässigkeit wie im Gebiete der geschichteten Formationen südwärts.

Ganz ähnlich scheint auch an der Westküste von Feuerland die Fjordenbildung nur da aufzutreten, wo granitische und basaltische Gesteine wechseln; dagegen verlaufen in der dortigen Thonschieferformation die Küstenlinien gerade und einförmig. An den irischen Küsten ist ferner noch die stets von Südwesten her gegen dieselben anstürmende Brandung des Golfstromes ohne Zweifel von mächtiger Wirkung und so tritt uns hier in der Fjordbildung das Resultat mehrerer combinirt und nach einander thätigen Factoren entgegen. An der langsam sinkenden Küste hat die entgegengetriebene Fluth von Zone zu Zone weiter gearbeitet; die nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit gegliederten Landzungen fügten

sich bei eingetretener Erhebung aus den zertrümmerten Felsenklippen wieder aneinander und länger und länger schieben sich zwischen dieselben die einwärtsgerichteten Fjorde ein.

Dass in den Thälern, welche durch die Schichtenfaltung vorgebildet waren, auch Gletscher später sich bildeten, die Thäler ausfeilend und vertiefend und das Material der Erosion und eigenen Arbeit in regelmässigen Wällen niederlegend, das ist für diese irischen Fjorde erwiesen. Ganz gleichartig mag aber die Bildung der skandinavischen und grönländischen Fjordküsten erfolgt sein: starke Niederschläge und kräftige Erosion, einschneidende Wirkung brandender Meeresströmung auf Steilküsten, die in auf- und absteigender Bewegung und aus verschieden harten Gesteinen gebaut sind, endlich schleifende, glättende, polirende Wirkung des Gletschereises längs der Wandungen dieser Thäler, das sind die Agentien der Fjordbildungen.

Aber auch dort, wo eine eigentliche Fjordbildung nicht eintritt, bezeichnet im Allgemeinen Zerstörung und Zertrümmerung den Verlauf der Steilküsten. Freilich wo eine geologisch einheitliche und geschlossene Gebirgsmasse die Küste bildet, kann dieselbe auch im Grossen ungegliedert, geradlinig verlaufen, wenn gleichmässig an allen Punkten die Thätigkeit des Meeres fortzuschreiten vermag. Aber im Detail tritt doch auch hier die Zertrümmerung hervor.

Ganz andere Formen und Vorgänge zeigen sich an den flachen Küsten. Hier sind es vor allem Neubildungen und Uferbauten die den Küstencontur umgestalten. Langgestreckte, schmale dem Verlauf der Küste parallel sich hinziehende Halbinseln pflegt man an der Ostsee Nehrungen zu nennen, in Italien Lidi, im südl. Russland Peressips. Sie entstehen durch die Ablagerung von Sedimenten, welche die Flüsse aus dem Inneren ins Meer führen, die an der Stelle zu Boden sinken, wo die Bewegung des Flusswassers, sei es unter der Gegenströmung der Fluth, oder auch durch irgend eine seitliche Strömung im Meer aufgehoben wird. So ist Gestalt und Entfernung dieser Ablagerungen vom Ufer verschieden je nach localen Verhältnissen. Auch ändern die gebildeten Uferwälle ihre Form und Lage. Die hinter ihnen liegenden, oft durch diese Nehrungen ganz vom Meer abgeschlossenen Wasserbecken, die Haffe oder Lagunen, werden durch die Sedimente der in sie einmündenden Flüsse erfüllt, oder es findet ein erneuerter Durchbruch und Einbruch des Meeres statt. So ist der Lym Fjord in Jütland im Laufe von 1000 Jahren viermal mit Süsswasser und viermal wieder mit Meerwasser gefüllt gewesen. Die Inseln Usedom und Wollin sind Anschwemmungen, welche die Oder an die Landseite solcher Uferwälle gelegt hat, durch deren Wachsthum die hinterliegenden Haffe nach und nach erfüllt werden.

Ausgezeichnete Beispiele solcher Uferwälle umsäumen in lang hinziehendem Bogen die ganze nordamerikanische Ostküste des Staates New Jersey von der Rariton Bay bis zur Mündung des Delaware und weiter südlich an den Küsten von Maryland und Nord Carolina, wo ganze grosse Strecken alluvialen Festlandes hinter alten Uferwällen sich gebildet haben und noch bilden und wo am Kap Hatteras besonders die Kette der Nehrungen wohl gegliedert hervortritt. Auch die Landzunge von Arabat an der Krim, welche das Faule und Asowsche Meer von einander scheidet, besitzt eine recht charakteristische Form.

Eine andere Erscheinung, die ebenfalls wesentlich zur Veränderung des Küstenconturs der Continente beizutragen vermag und sich in dem Grenzgebiete zwischen Land und Meer vollzieht, ist die Deltabildung. (S. diesen Artikel.) Das

Mississippi-Delta am Golf von Mexiko, das Delta der Lena an den Nordküsten Sibiriens, das der chinesischen Ströme am gelben Meere u. a. zeigen, in welchem Maasse diese Delta's litorale Umgestaltungen hervorbringen.

Gleichwohl kann die continentale Küste dort, wo sie flach an das Meer angrenzt, auch durch den zerstörenden Einfluss desselben verändert werden. Die gewaltigen Einbrüche der Nordsee in die Gebiete der holländischen, friesischen und westholsteinschen Küstenstrecken bieten dafür zahlreiche Belege.

Aber alle diese vielfachen Veränderungen, denen der heutige Contur der Continente unterworfen ist, ändern an der Gestalt ihres Rumpfes eigentlich nichts. So treten die uralten Gesetzmässigkeiten ihrer Formen und Vertheilung dennoch immer noch deutlich hervor. Ganz besonders ist es die Erbreiterung der continentalen Massen gegen Norden, die Ausspitzung nach Süden. Es convergiren daher die Küstenlinien nach Norden und divergiren nach Süden, wie es so auffallend zwischen Nord-Amerika und Asien hervortritt, die sich an der Behringsstrasse fast berühren. Nach Süden zu liegen die meisten Inseln und zeigen auch die einzelnen Continente ihre stärkste Gliederung, wie besonders Asien; an den West- und Südwestseiten der Continente liegen weite und tiefe ostwärts gerichtete Einbuchtungen.

Die grösste Ausdehnung der östlichen Continentalmasse von Westen nach Osten beträgt 2300 Meilen; nur den dritten Theil hiervon misst die westliche Landmasse. In gleicher Weise nahezu stellt sich das Verhältniss der zwischenliegenden Oceane, der pacifische ist mehr als doppelt so breit wie der atlantische.

Wenn man den Verlauf der äquatorialen Linie verfolgt, so erkennt man, dass dieselbe im Allgemeinen über die Theile der Continente hinführt, welche die geringste Erhebung über Meer besitzen, nördlich und südlich steigen die Landmassen zu grösseren Höhen empor. Für Asien und Amerika ist dieses auf jeder Karte ersichtlich, aber auch für Afrika trifft es zu, hier liegen allerdings die grössten Depressionen ca. 15° nördlich von der äquatorialen Linie, von der Mundung des Senegal über den Tsadsee bis zum Nil. Auch ist der Aequator im Zusammenhang hiermit die Linie, welche mit Ausnahme der Linien höchster polarer Breitegrade, in ihrem Verlaufe die geringste Menge von Festland trifft. Das Verhältnis von Land zu Meer auf dieser Linie ist gleich: 4 : 14. Schon der 20° südl. Breite, trotzdem die Länder sich nach Süden zuspitzen, zeigt ein höheres Verhältnis von 5 : 13 und der 20° nördl. Breite noch weit mehr, nämlich 7 : 11. Von der heissen Zone durchschneidet also die äquatoriale Linie das wenigste Festland. Eine nicht gerade, sondern in Auf- und Abwärtsbiegungen verlaufende Linie, welche durch das Mittelmeer über die Landenge von Suez und von hier im Bogen, zwischen Neu Guinea und Australien durch, der Landenge von Panama sich zuwendet und dann zum Ausgangspunkte zurückkehrt, würde nur in dem kleinen, im Mittelmeer gelegenen Theile ihres Verlaufes aus der heissen Zone heraustreten und im Ganzen nur wenige Meilen Land berühren. So kann man denn wohl sagen, dass der äquatoriale Gürtel wie eine trennende Zone zwischen die Continentalmassen der nördl. und der südl. Halbkugel sich einschiebt, gewissermaassen eine Bruchlinie der alten Festlandsschollen darstellend. Es würde das ein Zurückschieben der Festlandsmassen nach den Polen andeuten.

Dass diese Bruchlinie eine dynamische Bedeutung hat und enge mit der geologischen Entwickelung der Erde zusammenhängt, das scheint man auch aus dem Umstande folgern zu dürfen, dass derselbe Gürtel der minimalen Landmassen genau durch die Gebiete der intensivsten vulkanischen Aeusserungen ver-

läuft: auf ihm liegen die central-amerikanischen Vulkane, die süd-asiatischen Inselvulkane, die erloschenen Vulkane des abessinischen Hochlandes und der Küstengebiete des rothen Meeres.

Und wenn wir auch heute, wie vor 5 Jahrzehnten Humboldt, die Gründe dieser unverkennbaren Gesetze in der Morphologie der continentalen Massen noch nicht zu enthüllen vermögen, das eine wird uns doch klar, dass es nicht blosse Zufälligkeiten sind, die uns hier entgegentreten.

Deutlicher noch als die Conturen lassen aber die Reliefs der Continente, ihre verticale Oberflächengliederung, gewisse Gesetzmässigkeiten erkennen.

Die Oberfläche der Festlande lässt sich unterscheiden in Tiefland, Hochland oder Plateaus und in Gebirgsland.

Das Tiefland ist entweder Küstentiefland und umsäumt die Continente in meist lang gestreckten, schmalen Gebieten oder es ist continentales Tiefland, im Inneren der Continente oft weit ausgedehnt oder quer durch ganze Erdtheile sich hindurchziehend. Solche continentale Tiefländer liegen z. B. zwischen Ural und Kaukasus, die sarmatischen und turanisch-sibirischen Ebenen. Nord-Amerika wird von einem Tieflande durchzogen, das von Süden nach Norden, von den Mündungen des Mississippi bis zu den Hudsonbailändern sich erstreckt. Zwischen die Hochebenen und Hügelländer, die einerseits mit immer höherem Aufstieg zu dem Felsengebirge, andererseits zu den Alleghanies hinaufführen, ist das Tiefland des Mississippi wie ein Keil hineingeschoben, dessen Spitze im Norden bis zu dem Hochebenenrande an der Missouri-Mündung reicht. Der atlantische Saum dieses Tieflandes am mexikanischen Meerbusen ist ein Gebiet, das zwischen Meer und Festland noch in geologisch neuen Zeiten strittig gewesen. In gleicher Weise wird Südamerika durch ein Tiefland getheilt, das zwischen den Anden und den brasilianischen Gebirgen von Patagonien aus bis an die Mündung des Amazonas hinaufreicht.

Während die Küstentiefländer meist als ziemlich vollkommen horizontale Ebenen ausgebildet erscheinen, pflegen die continentalen Tiefländer in der Regel mit langsam aufsteigendem Rande umgeben zu sein, oft stufenartig aufsteigend, sodass man ganz allmählich über solche auf Hochlande hinaufgeführt wird.

Eine Hochebene oder ein Plateau ist eine wenig vertical gegliederte, geschlossen verlaufende Erhebung von mehr oder weniger bedeutender Oberflächenerstreckung. Der Charakter der Oberfläche ist der der Einförmigkeit, nur wenige dem Plateau aufgesetzte, über dessen gemeinsames Niveau aufragende Höhen, nur wenige und meist nicht sehr bedeutend eingeschnittene Thalbildungen unterbrechen diese Nivellirung. Begrenzt werden Plateaus entweder durch Randgebirge, die natürlich einen bedeutend höheren äusseren Abhang besitzen, als der innere dem Plateau zugewendete, oder durch Tieflande, gegen welche gewöhnlich stufenweise die Hochebene niedersinkt. Auch giebt es Plateau's, die als die hochliegende Basis aufsitzender Gebirgsketten, die jene durchziehen, angesehen werden können und hierdurch in zwei oder mehrere getrennte Theile zerfallen.

Ein derartiges Hochland ist Thibet zwischen dem Himalaya und dem Kwen-Luen Gebirge gelegen, auf das weiter unten noch zurückgekommen wird, von 4000 Meter mittlerer Erhebung; eine grosse Ausdehnung besitzt auch weiter nordwärts das Plateau der Wüste Gobi mit 1200 Meter mittlerer Höhe. Der Llano Estacado in Neu-Mexiko und Texas, südöstlich von Santa Fé ist ein 1500 Meter hohes Plateau von bedeutender Erstreckung.

Aber ein noch ausgezeichneteres Beispiel bietet das ungeheure mexikanische

Hochland von Anahuac. Aus den Hochebenen von Puebla, Mexiko, Queretaro und Michoacan sich zusammenfügend, erscheint es fast als eine meeresgleiche Fläche, durchrissen von zahlreichen oft 2—300 Meter tiefen, spaltengleichen Thälern »Barancos« in einer Ausdehnung von 700 Kilom. von O. nach W. und über 800 Kilom. von S. nach N.; in einer durchschnittlichen Höhe von über 2000 Meter. Die Landschwellen, welche das Plateau durchziehen, verschwinden in ihren Höhen von nur 150—200 Meter gegen dieses. Aber die Einförmigkeit der Oberflächengestaltung ist unterbrochen durch die zahlreichen, gewaltigen vulkanischen Kegel, die diesem Hochlande aufgesetzt erscheinen.

Hochländer und Plateau's füllen auch den ganzen inneren Raum des afrikanischen Continentes besonders nach Süden zu aus und steigen hier in terrassenförmig entwickelten Stufen empor bis zu dem südafrikanischen Hochplateau, das eine mittlere Seehöhe von fast 1200 Meter besitzt.

Gebirge unterscheiden sich sehr wesentlich, je nachdem sie nur aus Gruppen einzelner, mehr oder weniger dicht gedrängter Berge bestehen, die der Unterlage nur aufgesetzt erscheinen und daher auch mit dieser eine geologische Zusammengehörigkeit nicht besitzen oder wenn sie aus der Aufwölbung solcher Schichten entstanden sind, die auch die Basis des Gebirges bilden, sodass sie mit dieser wie aus einem einzigen Stücke geformt scheinen, dessen einzelne Glieder aber durch spätere Vorgänge mehr oder weniger ausgearbeitet, getrennt und scheinbar aus der Gemeinsamkeit herausgelöst wurden. Ein Beispiel der ersteren Art bieten die vulkanischen Kegelgebirge, die lediglich durch Aufschüttung aus dem Inneren der Erde heraus auf beliebiger Basis sich bildeten. Auf den Schichten der devonischen Formation liegt so die Gebirgsgruppe des Siebengebirges am Rhein, auf Granit liegen die zahlreichen, fast zu einer Kette vereinigten Kegel der Auvergne, auf tertiärem Boden stehen die Kegel der basaltischen Kuppen des Val di Noto in Sicilien. Auch einzelne Berge dieser Art können von solchen Dimensionen werden, dass sie in Folge starker, durch die Erosion bewirkter Gliederung das Aussehen eines Gebirges erhalten, so z. B. der Mont Dore in Frankreich.

Beispiele der zweiten Art sind alle eigentlichen Gebirge, d. h. mehr oder weniger lang sich hinziehende hohe Rücken, deren Gliederung durch Thäler und Höhen geschieht, die abwechselnd in ein geologisch als ein Ganzes charakterisirtes continentales Massiv hineingebildet erscheinen. Die Gestalt der Glieder, ihre Anordnung in centraler oder lateraler, reihenförmiger Gruppirung, die Beschaffenheit und Neigung des äusseren Abfalles des Gebirges gegen die Tieflande bedingen mancherlei Verschiedenheiten.

Meist zeigen die Gebirge eine bestimmt ausgesprochene Längsrichtung, es sind dann Gebirgsketten und die Achse ihrer Erstreckung pflegt in bestimmter Beziehung zu ihrem geologischen Bau zu stehen. Gerade dieser letztere ist für die richtige Auffassung und genetische Deutung eines Gebirges weitaus das wichtigste. Erst dann tritt vor Allem das richtige Verhältniss der Gebirge zu ihren continentalen Grundlagen hervor, wenn man beide in ihren inneren tektonischen und geologischen Beziehungen zu verstehen vermag. (Vergl. auch Artikel: Gebirge.)

Tiefland, Hochland und Gebirge bedingen in der Art ihres wechselvollen Auftretens die oberflächliche Physiognomie eines Continentes, ihre Bedeutung für den Charakter desselben ergiebt sich erst, wenn ihre inneren geologischen Eigenschaften erkannt sind.

Unverkennbar tritt eine an allen Continenten sich wiederholende Gesetzmässigkeit in der Vertheilung jener Oberflächenformen hervor. Es kann im Allgemeinen als Regel gelten, dass die Lage und Streichrichtung oder die Achsen der Gebirge durch die Grenzen der continentalen Massen beeinflusst sind. Hierbei ist wiederum das schon im Vorhergehenden einmal bemerkte hervorzuheben, dass der eigentliche Rumpf eines Continentes nicht durch die heute sichtbare, über der Meeresebene gelegene Landmasse allein gebildet wird, sondern dass nur der äussere Steilabfall gegen die oceanischen Tiefbecken ohne Rücksicht auf die randliche Gliederung der jetzigen Küsten, als die Grenze einer continentalen Masse gelten darf.

Die Abhängigkeit der Gebirgsketten von den Grenzen der continentalen Massen tritt am einfachsten bei den beiden Amerika's zu Tage. Mit der auffallenden Längserstreckung der Continente in meridionaler Richtung hängt auch die im Allgemeinen nordsüdliche Streichrichtung der grossen Gebirgsketten zusammen. Aber wie im nordamerikanischen Continent eine Convergenz der Continentalmasse nach Süden sich unverkennbar ausprägt, so convergiren auch die Gebirge. In den pacifischen Gebirgsketten der Coast Range, Sierra Nevada, Cascade Range, Wahsatsch, Rocky Mountains geht die Streichlinie des Gebirges und des Schichtenbaues von NNW—SSO und darnach ist die Richtung, in der die faltenwerfende und gebirgsbildende Kraft gewirkt hat, eine ON-östliche. In den Ketten der atlantischen Seite, den Alleghanies, Blue Mountains, Cumberland Mts. ist das Streichen ein nach NNO gerichtetes und die Falten erscheinen nach WNW oder NW zusammengeschoben. In beiden Fällen aber entspricht der Lauf der Ketten den Grenzen der continentalen Landmasse und die Richtung des Gebirgsschubes zeigt nach dem Inneren des Festlandes.

In gleicher Weise findet man bei Afrika fast überall den Biegungen und Windungen der Küste folgend, den Rand des inneren Hochlandes bedeutend erhöht und hier eigentliche Gebirgszüge bildend. Am südlichen und südöstlichen Rande ist dieses besonders deutlich ausgeprägt. Hier zieht sich, am rothen Meere beginnend, zunächst das mächtige abessinische Hochland nach Südwesten, gekrönt von einer Gebirgskette, deren Gipfel bis über 4000 Meter Höhe erreichen.

Daran schliessen sich weiter in SS-westlicher Richtung die gewaltigen Bergzüge, in deren Mitte etwa der Ukerewesee gelegen ist, die in den Höhenzügen um den Tanganjika und den Nyassasee (bis zu 2400 Meter Höhe) ihre Fortsetzung zeigen. Ihr Ende finden diese Bergketten endlich im Süden in den Gebirgen zwischen Zambesi und Vaal, in den Drakenbergen und den Hochlanden der Capcolonie, den Tafelbergen und an der Westküste haben wir ihren Nordrand in der Sierra Lingi-Lingi (1780 Meter hoch) in der Breite von Benguela zu sehen, die von hier noch als Sierra Camingua in meridionalem Zuge sich bis zum Flusse Quanza erstreckt. Diesem gehobenen Südostrande entspricht an der nordwestlichen Küste von Afrika das Gebirgssystem des Atlas, eine Kette, die in der Richtung von Westsüdwest nach Ostnordost, vom Cap Nun am atlantischen bis zum Cap Bon am mittelländischen Meere in einer Länge von 2300 Kilom. sich hinzieht, deren Culminationspunkte südöstlich von Marokko fast auf 4000 Meter emporragen.

Eine ganz ähnliche Anordnung der Gebirgszüge giebt endlich dem asiatisch-europäischen Continent die Grundlage seiner Gestaltung. Hier erkennt man das grosse Gesetz in der aus einzelnen geradlinig verlaufenden Theilen zusammengesetzten Kette von Gebirgszügen, die in ihrer Gesammtheit eine bogenförmige

Anordnung ergiebt, die mit den Nordwestketten beginnend, nach Südost übergeht, die convexe Krümmung nach Süden kehrt und im östlichen Asien sich über ONO nach NO und endlich NNO wendet.[1]) Während die Gebirge des nordöstl. Asiens, die Stanowoi- und Jablonoiketten von SSW nach NNO streichen, entfernen sich die beiden Hauptglieder des asiatischen Continentes nur um wenige (10—15) Grade von der Richtung der Parallelkreise: Das Tiën-schan-System mit der Streichrichtung WzS—OzN und das Kwen-Luen-System mit der Richtung WzN—OzS. Das Himalaya-System endlich im östlichen Theile fast meridional verlaufend, geht in regelmässiger Umbiegung im westlichen Theile in eine fast nordwestliche Streichrichtung über. Das ist die Richtung, die fast durchweg in den Gebirgen des westlichen Asiens herrschend wird, im ganzen Altai-System, Tarbagatai, Karatau, Nuratau, in dem Gebirge von Khorrassan, im Elburz, den persisch-armenischen Gebirgszügen und im Kaukasus. Die gleiche Richtung dominirt dann auch noch im südlichen Europa.

So stellt sich uns denn in allen Continenten insofern eine gewisse Analogie in der Architectur heraus, dass den eigentlichen inneren Körper derselben umrandend Gebirgszüge verlaufen, an die nach aussen mehr oder weniger ausgebildete Glieder sich anfügen, die im Allgemeinen unabhängig erscheinen von dem Gebirgsbau im Inneren. Während solche äussere Glieder z. B. in N.-Amerika nur sparsam vorhanden sind, die Halbinsel Florida ist das einzige von einiger Bedeutung, und in S.-Amerika und Afrika dieselben nur in schmalen Küsten-Tiefländern bestehen, erscheinen sie im Gegentheil an dem europäisch-asiatischen Continent in ganz besonderer Entwicklung.

Der Gegensatz der durch die emporgehobenen Gebirgszüge getrennten neutralen inneren und der peripherischen äusseren Theile ist ein sehr scharfer und charakteristischer. Ganz vortrefflich schildert denselben an einem der grossartigsten Beispiele F. v. Richthofen, der berühmte Erforscher China's.[2])

Das zusammenhängende continentale Gebiet der alten abflusslosen Wasserbecken Central-Asiens mit seinen gewaltigen Rändern, die bis zum Meere ausgebreiteten peripherischen Theile und die zwischen beiden liegende Uebergangszone werden als ein ganz besonders entwickeltes und durch die lichtvolle Darstellung des Autors auch ganz besonders klares Beispiel dieser Verhältnisse gelten können.

Um der Lage nach das Centrum des asiatischen Continentes zu erkennen, muss man die Grenze des continentalen Rumpfes weit nach Süden und Osten schieben, wo sie erst von der javanischen Kette von Borneo, den Philippinen und den japanischen Inseln gebildet wird. Dort erst liegt in der That der eigentliche Steilabfall gegen den Boden der oceanischen Tiefe. Es erscheint im Gegensatze hierzu das nordasiatisch-sibirische Tiefland, daz jetzt mit dem Continent ein Ganzes bildet, nur als eine spätere Dependenz. Bei dieser Abgrenzung fällt das Centrum des Continentes auch räumlich in den Theil Asiens, in dem es sich orographisch und geologisch wiedererkennen lässt. Es liegt dann dort, wo die gewaltigsten Hochebenen der Erde von den gewaltigsten Gebirgsketten umrandet sind.

Diese centrale Stelle des Continentes fällt auch auf einer Gebirgskarte von Asien zuerst ins Auge: es ist jener merkwürdige Knotenpunkt, wo die Stromgebiete des Indus, des Yarkand und des Oxus am nächsten aneinander

[1]) v. Richthofen, China. pag. 194.

[2]) China. Bd. I. pag. 8 ff.

kommen, von dem die drei mächtigsten Bodenanschwellungen der Welt auslaufen, die thibetische, die pamirische und die eranische, sowie drei zwischen jenen annähernd symmetrisch angeordnete Ebenen, die indische, die ost-turkestanische und die turanische.[1]) Das Hochland von Thibet drängt sich nach Westen in den Winkel keilförmig hinein, den die Gebirgsketten des Himalaya und des Kwen-lün einschliessen, hier ist es Steppenland; im Osten aber schliesst sich an dasselbe eine bis nach Hinterindien und in das südliche China fortsetzende Gebirgskette an.

Nördlich vom Kwen-lün liegt das Tarym-Becken, dessen gegenüberliegende Wand durch Ketten des Tien-shan-Systems gebildet wird. Weiter nach Nordosten geht diese Einsenkung bis in die östliche Mongolei hinüber. In ihr liegen die weiten Strecken der sandigen Wüsten, welche die Chinesen »Gobi« nennen.

Dort endlich, wo der Kwen-lün an die östlichen Enden des Hindukusch stösst und dieser an die Altai-Kette des Tien-shan-Systems sich anschliesst, liegt das Plateau von Pamir, wie eine feste Hochburg zwischen thürmenden Gebirgen, das Dach der Welt, Bam-i-duniah, der in jenen eisigen Gefilden umherziehenden Kirgisen. Südlich des Hindukusch beginnt das eranische Hochland nach Osten vom Indus begrenzt, nach Westen zwischen dem kaspischen Meere und dem Busen von Oman sich ausdehnend.

Unter den Gebirgen, die hier die innere Structur des Continentes bedingen, ist der Kwen-lün das bedeutendste. RICHTHOFEN bezeichnet ihn als den Rückgrat der östlichen Hälfte Asiens. Wenn auch nicht an Höhe der einzelnen Gipfel, so doch an Erhebung des Kammes übertrifft er den Himalaya und Tien-shan; im westlichen Theile beträgt dieselbe ungefähr 6000 Meter. Auch in Bezug auf sein Alter und geologische Selbstständigkeit ist er den andern Gebirgen überlegen. Schon in der silurischen Periode ragte er als ein bedeutendes Gebirge auf und ist nicht wieder vom Meere bedeckt worden. Alle Gebirgsfaltungen um ihn her sind nach seiner Erhebung erfolgt und haben seinen Bau nicht beeinflusst, sondern sind selbst von demselben abgelenkt und umgebogen worden. Der Himalaya ist als Gebirge viel jünger. Erst während der Tertiärperiode stieg er zu seiner jetzigen Höhe empor, wie das Vorkommen der Eocänformation bis zu einer Meereshöhe von über 3500 Meter bei Leh beweist.[2])

»Starr und öde dehnt sich dieses weite Gebiet Centralasiens aus, ein Continent im Continent; lebensvoll und in unendlicher Mannigfaltigkeit der Gestaltung lagern sich herum die peripherischen Gebilde.«

Nichts charakterisirt aber das centrale Gebiet Asiens besser, als seine zwischen diesen Gebirgen eingefassten, flachen Depressionen: alte abflusslose Becken, die mit allmählich wachsender Böschung zu den Höhen der Randgebirge emporsteigen und nur bei grösserer Ausdehnung auch noch von Höhenzügen durchquert werden, deren Boden vorwiegend Steppencharakter besitzt und zwar sind es nach dem hohen Salzgehalte: Salzsteppen. Das Schutt- und Trümmermaterial, das den Boden dieser Depressionen bedeckt, ist verschieden: nahe dem Gebirgsrande und in diesem selbst sind es Schutt- oder Steinsteppen, mehr im Inneren Kies- und Sandsteppen, die weitverbreiteteste Form aber sind die Lösssteppen, zu deren Hervorbringung subaerische Agentien vorzüglich mitgewirkt haben. (s. Artikel. Atmosphäre pag. 77).

[1]) RICHTHOFEN, China. pag. 195.

[2]) RICHTHOFEN, China. I., 104.

Soweit der Steppencharakter und damit die Grenzen der alten abflusslosen Becken reichen, soweit sind auch die Grenzen des eigentlichen Centralasiens zu ziehen: vom Hochlande von Thibet im Süden bis zum Altai im Norden, von der Wasserscheide des Pamir im Westen, bis zu derjenigen der chinesischen Riesenströme und dem Gebirge Rhingan im Osten.

Die Bedeutung dieser alten Depressionen für die Entwicklung eines Continentes lässt sich am besten und kürzesten dadurch aussprechen, dass wir sie mit den oceanischen Becken vergleichen, die von den Continenten so umgürtet werden, wie jene von ihren Randgebirgen. Viele dieser Depressionen zeigen auch noch deutlich die Spuren alter Meeresbedeckung. So erfüllte einst den grössten Theil der turkestanischen Depression ein altes Mittelmeer, das Han-haî, dessen genauere Begrenzung und Verhältnisse uns ebenfalls Richthofen geschildert hat. Es fand seinen Abfluss nach Westen in die erst viel später dem Meer entstiegene aralokaspische Niederung. Dabei blieb dann zuletzt immer noch ein Binnenmeer zurück, das durch Verdunstung nach und nach verschwand, bis zu den kleinen Salzsee'n jener Steppen.

So erläutern uns die Verhältnisse in diesen Depressionen die ersten Phasen der continentalen Entwicklung.

Eine Festlandsscholle auf dem Rücken sich erhebender Gebirge auftauchend, hatte zuerst die Gestalt einer flachen Mulde mit aufgestülptem Rande. Das scheint in der heutigen Gestaltung aller Continente noch ziemlich deutlich erkennbar zu sein. Im Innern des Randes befand sich, über dessen niederste Stelle mit dem Aussenmeere verbunden, ein Mittelmeer. Bei weiterer Erhebung des Festlandes wurde dieses isolirt und stellte dann ein abflussloses Meeresbecken dar.

Alles, was die Zerstörungsprocesse von dem höheren Rande desselben abtragen, ist gezwungen im Inneren des abflusslosen Beckens zu bleiben. Hierdurch wird der Boden desselben immer mehr erhöht und so die Differenz zwischen dem aufragenden Rande und der Bodentiefe des Beckens mehr und mehr verringert.

Auch alle Niederschläge der Atmosphäre sammeln sich im Inneren des abflusslosen Beckens. Das Verhältniss dieser zu der durch Verdunstung bewirkten Wasserentziehung bedingt die Möglichkeit des Fortbestandes eines solchen Mittelmeeres. Uebersteigt die Verdunstung über einem solchen Gebiete das Maass der Niederschläge, so nimmt die Ausfüllung mit Wasser in einem solchen Becken ab und es entsteht endlich ein trockenes, abflussloses Becken, in dem nur einzelne Salzsee'n oder Salzsümpfe inmitten weiter Steppenwüsten übrig geblieben sind, wie z. B. der Lop nor im Tarimbecken als letzter Rest des alten Han-hai-Meeres. Salzreicher Steppenboden, vielfach bedeckt mit riedbewachsenen Sumpfflächen, abwechselnd mit vollkommenen Sandwüsten, charakterisirt solche Becken: im grossen Ganzen das Bild mächtiger, wellenförmiger Sandebenen, auf denen das Pferd knietief in die Oberfläche einsinkt, und auf den Menschen der aufgewirbelte Staub erstickend, der Glanz schneeweisser Salzfelder blendend wirkt.[1])

Auf diesen trockenen Meeresflächen beginnen nun vor allem die Processe der subaërischen Wirkungen, an denen Wind, Regen, Eis und Insolation betheiligt sind. Sie wirken gleichmässig an der Verflachung und Ausebnung der Becken. Wie bedeutend ihre Wirkungen sein können, das zeigen uns wiederum am besten die weiten Lössgebiete.

[1]) Forsyth' Mission in Ost-Turkestan. Peterm. Mittheil. Erg. Bd. XI. 1876—77. pag. 55.

Würde die abtragende Wirkung an dem hohen Rande und die aufschüttende von dem Boden des Beckens aus so weit gedeihen können, dass sie sich in einem bestimmten Niveau begegneten, so würde damit die volle Ausgleichung der alten Niveaudifferenz erreicht werden. In Wirklichkeit aber werden, ehe dies geschieht nach und nach einzelne Theile eines solchen abflusslosen Beckens in abfliessende verwandelt und treten damit in die Reihe der peripherischen Theile einer Festlandscholle. Das hierzu nöthige Durchbrechen des Beckenrandes wird vielleicht weit weniger den Wirkungen der blossen Erosion zugeschrieben werden dürfen, als vielmehr grossartigen Dislocationen der einzelnen Theile gegeneinander, Spalten- und Thalbildungen in Folge dieser, also gebirgsbildenden Vorgängen. In den peripherischen Theilen eines Continentes ist das fliessende Wasser das wirksamste Agens, seine Arbeit ist vornehmlich darauf gerichtet, die im Inneren angesammelten Anhäufungen abzuführen und ins Meer zu tragen, den Gebirgsrand mehr und mehr zu zerstören und aufzulösen. Je mehr aber die alte Umwallung des abflusslosen continentalen Beckens durchschnitten und geöffnet wird, um so mehr wird auch die im Innern zur Ausfüllung und Ausebnung dienende Ablagerung zerrissen und vernichtet. Die Lösslandschaften von Central-Asien, die Richthofen so meisterhaft geschildert hat, bieten in ihren tiefen Schluchten und Erosionsfurchen hierfür die schönsten Beispiele.

Verläuft daher in dem alten, abflusslosen Becken der continentale Entwicklungsprocess in der Weise, dass der Gegensatz der Wände des Randes gegen die Ebene des Beckens mehr und mehr durch Verflachung ausgeglichen wird, zu der Form flacher Depressionen mit flach gerundetem Rande, so ist im Gegentheile in den peripherischen Gebieten das Ziel wiederum die Herstellung schrofferer Gegensätze, die Thäler tiefen sich aus und ihre Gehänge werden steiler: nicht treffender kann dieses bezeichnet werden, als es Richthofen thut, indem er sagt: Die centripetale Entwicklung der alten continentalen Becken geht in eine centrifugale nach den Rändern des Continentes gerichtete über.

Wenn wir aber in der Ausdehnung der mächtigen Lössablagerungen eines der charakteristischsten Anzeichen für die Ausdehnung des alten centralasiatischen abflusslosen Beckens gesehen haben, so vermögen wir dann auch in den anderen Continenten in gleichen oder analogen Bildungen die Dokumente eines in gleicher Weise verlaufenen, wenn auch jetzt bis zu verschiedenen Phasen gelangten Entwicklungsganges wieder zu erkennen. Auch für Europa lässt sich die einstige Existenz einer grossen centralen Depression, die den Charakter eines abflusslosen Beckens noch heute wiederspiegelt, unzweifelhaft erkennen.

Der Löss ist in Europa über ein weites Gebiet verbreitet, dessen westliche Grenze dort in Frankreich in fast meridianaler Richtung verläuft, wo die Vorläufer der Pyrenäen ein allmähliches Ansteigen des Landes bewirken. Besser ist die südliche Grenze bezeichnet. Sie folgt dem nördlichen Fusse der alpinen Ketten, um dann südlich der Donau am Nordrande der Balkangebirge bis zum schwarzen Meere zu verlaufen. Nach Norden ist die Grenze zwar nicht genau festgestellt, es erstreckt sich aber hier der Löss jedenfalls bis in die Diluvialebene hinein. Dass er nach Osten bis in das südliche Russland fortsetzt ist sehr wahrscheinlich.

Aber die ganze Fläche der centraleuropäischen Lössverbreitung ist nun schon längst kein abflussloses Gebiet mehr und die Wirkungen der abfliessenden Gewässer haben an der Zerstörung und Trennung der einst zusammenhängenden

subaerischen Ablagerung bis zu dem Maasse gearbeitet, dass die alte Zusammengehörigkeit kaum an den einzelnen Theilen noch wiedererkannt wird.

In Nord-Amerika liegt zwischen den beiden Kämmen der Sierra Nevada und des Wahsatsch-Gebirges das grosse, salzige Hochland von Utah mit allen Charakteren eines abflusslosen Steppenbeckens. Weithin ist der Boden dieser Depression von einer feinen, gelben, lössartigen Erde gebildet. Seit der Liasperiode war das Great-Basin nicht mehr vom Meere bedeckt und hat so durch die lang andauernden Wirkungen der Erosion vielfache Umgestaltungen erlitten. Aber auch über seine Grenzen hinaus, wenn auch unmittelbar an das abflusslose Gebiet anschliessend, finden sich in Nord-Amerika nach Lössablagerungen.

In Süd-Amerika liegen die abflusslosen Hochlande zwischen der Doppelkette der Anden lang sich hinziehend, und dann nach Osten in die argentinischen Pampas übergehend. In dem von d'Orbigny zuerst erkannten Terrain Pampéen liegen ausgedehnte, ganz lössähnliche Bildungen vor. Ihre Verbreitung im alten Centralgebiete von Süd-Amerika lässt wiederum erkennen, wie erst durch spätere Umgestaltung der grössere Theil des Continentes zu peripherischen Gebieten umgestaltet wurde.

Auch im Inneren des afrikanischen Continentes kennen wir zwei noch heute abflusslose Gebiete.

Das erste ist die ziemlich in der Mitte des Sudanplateau's gelegene Depression des Tsadsee's. Das jetzt trockene Rinnsal des Bhar el Ghazal, des einstigen Abflusses des Tsadsees bildet in seinen beckenartigen Verzweigungen die tiefsten Theile der weit ausgedehnten und rings von z. Th. mächtigen Gebirgsanschwellungen umschlossenen Mulde. Das tiefste Niveau erreicht dieselbe in der Landschaft Bodele bei Bir Tingur. An vielen Theilen der Randgebirge ist das aus alt krystallinischen Gesteinen bestehende Gerüste, welches diese Mulde trägt, nun schon nachgewiesen.

Das zweite abflusslose Gebiet liegt auf dem Plateau des südafrikanischen Hochlandes gerade in der Mitte zwischen der Ost- und Westküste des Continentes, südlich von dem Stromgebiete des Zambesi, von dessen Nebenflusse Tschobe es nur durch eine mässige Bodenschwelle getrennt ist. Es ist das Depressionsgebiet des Ngamisee's und des Salzpfannenbeckens. Das ganze fast ringsum von sehr bedeutenden Hochgebirgen umschlossene Depressionsgebiet nimmt einen Flächenraum von ca 46000 Quadratkilom. ein. Der tiefste Punkt an der Soasalzpfanne liegt in ca. 740 Meter Höhe. Das allerdings noch von einigen Bodenanschwellungen durchquerte Gebiet dieser Depression bildet im Ganzen eine flache Mulde mit allmählich ansteigendem Rande. Grosse Strecken in derselben haben durchaus den Charakter der Wüsten oder salziger Steppen, so die Wüste Kalahari. Weit verbreitet erscheint hier ein röthlicher mit Sand vermischter Thon an der Oberfläche, der in der trockenen Jahreszeit hart gebranntem Lehme gleicht und daher von den Hottentotten Karroo d. i. hart genannt wurde.[1] Dieser sandige Thon verbreitet sich ebenfalls weit über die Grenzen der Depression selbst, z. B. nach Süden über die grosse Karroofläche, die von ihm ihren Namen hat. Dieses Hochland umfasst ca 80,000 Quadratkilom. und ist in seinem mittleren Theile auf Tausende von Quadratkilometern eine fast vollkommene Ebene, die von diesem Thone gebildet wird. Hier liegt es ausserordentlich nahe, diesen für eine lössähnliche und ebenfalls subaërische Bildung zu halten.

[1] I. Chavanne, Afrika pag. 106.

Ganz zu peripherischen Gebieten umgestaltet sind die Hochgebirge der Ostküste Afrika's, in denen die gewaltigen Seebecken des Tanganiika und des Nyassa sich einsenken. Das Hochland zwischen diesen beiden See'n stellt eine jetzt von zahlreichen Wasserläufen durchfurchte Ebene dar. Nyassa und Tanganiika haben beide, wie wir jetzt wissen, ihre Abflüsse; der erstere fliesst durch den Schire nach Osten in die Meeresenge von Mozambique, der andere durch den Lukuja dem gewaltigen Stromgebiete des Congo zu. Noch ohne Abfluss liegen in der Nähe der beiden grossen Seebecken die kleineren Becken des Schirwa und des Hikwa. Darin zeigt sich einigermaassen, dass die peripherische abfliessende Gestaltung der grossen Seedepressionen noch keine geologisch sehr alte sein kann. Auch die hohen nach W. von den grossen See'n gelegenen Terrassen sind noch nicht lange in peripherische Glieder des Continentes verwandelt. Das lehrt der Oberlauf des Congo, der in 43 Wasserfällen vom Westrande des Gebirges niedersteigt. Ebenso unvermittelt vollzieht sich auf der Ostseite der Abstieg des Zambesi vom Hochplateau über die Victoriafälle in das Küstentiefland hinunter.

Spricht sich sonach in der verticalen Gliederung der Continente die Erscheinung deutlich aus, dass ihnen allen gewissermaassen als Kern ihrer Gestaltung eine einfache oder auch combinirte Beckenform zu Grunde liegt, so lässt sich dann ferner nicht verkennen, dass die Höhe der Beckenränder in einer Beziehung steht zu der Grösse des anliegenden Oceans. Die höchsten continentalen Gebirge liegen jedesmal an der Seite des grössten Oceans.

In Amerika ist das am auffallendsten, wo an der westlichen, pacifischen Seite des Continentes hoch von Norden bis zum Süden die mächtigen Gebirgsketten der Rocky Mountains und der Cordilleren eine fast ununterbrochene Reihe bilden, während an der östlichen, atlantischen Seite in Nord-Amerika nur die weit weniger hohen Ketten der Appalachischen Gebirge, in Süd-Amerika der brasilianischen Gebirge verlaufen.

Afrika, das zu den Meeren in entgegengesetzter Lage sich findet, prägt auch ebenso scharf das umgekehrte Verhältniss aus.

Die Hochgebirge des südöstlichen Küstenrandes, der dem grossen indischen Oceane zugewendet ist, steigen in gewaltiger Terrassirung vom abessinischen Hochlande an bis zu den Drackenbergen zu Höhen empor, die häufig über 4500 Meter betragen; die durchschnittliche Kammhöhe dieser Gebirge übersteigt auf grosse Strecken hin 3500 Meter. Am Westrande des Continentes hingegen, dem atlantischen Meere zugekehrt liegt im Norden das Atlasgebirge, dessen durchschnittliche Kammhöhe nicht über 2000 Meter beträgt, wenn auch die einzelnen aufgesetzten Gipfel darüber hinausgehen und erst bei ca. 3900 Meter culminiren. Nicht über 1500 Meter ist die Kammhöhe der Gebirge an der südlichen West-Küste von Afrika.

Auch in Australien liegen die höchsten Bergzüge am Rande des grössten Oceans, an der Ostküste: die australischen Alpen und die blauen Berge in Neu-Süd-Wales.

In Asien liegen nach Süd-Osten und schauen somit wieder nach dem grössten Ocean hin die gewaltigen Bergzüge des Himalaya und Kwen-lün, deren Verlauf und Zusammenhang im Vorhergehenden schon näher erörtert wurde. Nordwestwärts von der grossen centralasiatischen Depression nehmen die Gebirgsketten allmählich an Höhe ab; im Altai, welcher der aralo-kaspischen und nordsibirischen Niederung zugewendet steht, erreichen sie fast nur noch die Hälfte der Höhe jener südlichen Gebirge.

Als östliches Randgebirge Europa's gegen das erst in jüngster geologischer Vergangenheit trocken gewordene aralo-kaspische Meer hin kann der Ural gelten. Nach Westen, dem schmalen atlantischen Meere zugewendet, liegen die Gebirgszüge der skandinavischen Halbinsel, der grossbritanischen Inseln und der iberischen Halbinsel. Freilich erscheinen auf den ersten Blick die südeuropäischen Gebirge vom Kaukasus beginnend über den Balkan und die Alpensysteme bis zu den Pyrenäen hin sich nicht diesem Gesetze zu fügen. Betrachtet man aber den Verlauf der Gebirge in den drei alten Continenten als einem einzigen Ganzen, so tritt dann doch das Verhältniss wieder bestimmt hervor: nach Süden und Süd-Osten liegen die gewaltigeren, die centralen Depressionen der Continente säumenden Ränder, einer an den anderen mit allmählich übergehenden Richtungen sich anfügend, alle nach der Seite des grössten der oceanischen Becken; nach N. und N.-W. liegen die weniger gehobenen Ränder, die Grenzen gegen den atlantischen Ocean und die arktischen Meere bildend, dazu noch sich erniedrigend nach N. zu, wohin auch die Breite des atlantischen Kanales sich verringert.

Endlich tritt in dem Verlaufe gerade einiger der grössten und über weite Strecken hin mit festhaltendem Streichen sich fortsetzender Gebirgsketten auch noch das Vorwalten nordwestlicher oder nordöstlicher Richtungen, also ein von der meridianalen nur wenig nach der einen oder anderen Seite hin abweichende Stellung der Gebirgsachsen hervor. Es spiegelt sich das in dem Verlaufe der continentalen Umrisse wieder, auf den wir schon früher verwiesen haben. Die Convergenz des atlantischen und pacifischen Oceans nach N., ihre Divergenz nach S., ist durch den Verlauf der grossen continentalen Gebirgszüge vorgezeichnet. Auch die im grossen Ocean gelegenen Inselgruppen, in denen wir mit Dana die einzelnen aufragenden Gipfel untergetauchter continentaler Gebirgsketten zu sehen vermögen, zeigen in ihrer Anordnung vorzüglich die eine oder andere der beiden genannten Richtungen.

Alle diese Beziehungen der verticalen Gliederung der continentalen Hochlandsmassen zu ihren horizontalen Conturen und zu den tiefen, sie umgebenden Becken der Oceane gewinnen aber dadurch vor allem den Charakter durchgreifender Gesetzmässigkeiten, dass sie nicht nur vorübergehend für die heutige Phase der Erdoberflächengestaltung Gültigkeit haben, sondern dass sie auch von den grossen Veränderungen in der Oberflächengestaltung der continentalen Massen, die wir seit früheren geologischen Zeiten, z. B. seit der Tertiärepoche, verfolgen können, keineswegs alterirt worden sind.

Eine innere Regel beherrschte in ganz gleicher Weise auch die ältesten Continente. Es war sowohl nach Relief als auch nach dem Contur, von der ursprünglichen, allen gemeinsamen Beckenform ausgehend, der uralte Gegensatz zwischen den inneren centralen und den äusseren peripherischen Theilen, der alle Veränderungen der continentalen Gestaltung beherrschte. So vollzogen sich die Veränderungen entweder im centralen Becken, oder sie gestalteten den das Becken umschliessenden Rand um, oder endlich sie betrafen die aus dem Becken selbst heraus sich entwickelnden peripherischen Glieder. Aber die alten Grenzen dieser drei Glieder gegeneinander wurden hierdurch im Grossen und Ganzen nicht umgelegt, wenn dieselben auch im Einzelnen vielfach verwischt und undeutlich wurden.

Träger der ältesten continentalen Mulden sind überall die altkrystallinischen Gesteine; dort wo sie nicht von jüngeren Sedimenten bedeckt wurden, liegt uralter continentaler Boden zu Tage. Die ganze Folge jüngerer Sedimente kann

nur als Folge der Zerstörung und Fortführung solcher alter continentaler Gebiete gelten und besitzt zu diesen Centren demnach nur peripherische Bedeutung. An den weiteren Veränderungen der Continentalmassen haben dann aber, sowohl in horizontaler, wie in verticaler Richtung ganz vorzüglich diese äusseren Gebiete Antheil genommen. Der alte centrale Theil ist davon nur weniger berührt worden. Im Inneren der alten continentalen Schollen liegen daher vielfach auch die Schichten in fast nicht oder nur wenig gefalteter Lagerung, wofür schon vorher einige Beispiele angeführt wurden. Je weniger aber der alte Kern eines Continentes in sich selbst der nach dem Inneren seiner Masse gerichteten Druckkraft nachgab oder davon betroffen wurde, um so mehr mussten die äusseren Ränder sich aufstauen und zu steil gestellten hoch aufgerichteten Faltensystemen sich zusammenschieben. Auch deshalb sind es dann die peripherischen Glieder, die bei dieser Aufstauung der continentalen Ränder vornehmlich mit in Bewegung gezogen wurden. Aber sie zeigen in ihrem Verlaufe und in ihrer Stellung, sowie in dem Baue ihrer Falten immer die Abhängigkeit von den alten Randgebirgen der ursprünglichen continentalen Mulden. Mit anderen Worten, alle jüngeren Gebirgsaufwölbungen haben die alten Anschwellungen ohne Aenderung ihrer Richtungslinien erhöht oder ihnen parallele Gebirgszüge und Faltensysteme zugesellt; nur an der hemmenden Kraft jener wurde auch die Richtung dieser abgelenkt oder gestört.

So liegen dem alten Gerüste des Kwen-lün die jüngeren gewaltigen Falten des Himalaya vor, so laufen parallel zu den Appalachischen Gebirgen die Kettengebirge der östlichen Staaten und an der pacifischen Seite ist die ganze Richtung aller Gebirgszüge bedingt durch die Rocky Mountains. Und die äusseren Schichtenablagerungen zeigen dabei in einem grösseren Maassstabe sich gehoben, gefaltet und dislocirt als die inneren.

Die Veränderungen in den Continenten zeigen ebenfalls gewisse Regelmässigkeiten: die östlichen und südlichen Seiten derselben sinken ein und lösen sich auf, die westlichen und nördlichen heben sich aus und fügen sich zu Vergrösserungen aneinander. Die Ostküste Asiens zeigt die Zertrümmerung und die Auflösung in Inseln und ganz besonders auch die Südseite, ebenso ist die Ostküste Amerika's von Inseln begleitet, während das nördliche Europa und Asien um das ganze sibirische Flachland gewachsen erscheinen. Im Ganzen und Grossen mag sich seit den tertiären Zeiten Wachsthum und Verlust an continentalem Festlande das Gleichgewicht gehalten haben. Auf diese und andere Verhältnisse wird in dem Artikel »Säkulare Schwankungen der Erdrinde« noch zurückzukommen sein.

Die vorhergehenden Betrachtungen lassen sich in folgende kurze Sätze resumiren:

1. Die nördl. und südl. Continentalmassen sind durch eine Depressionszone getrennt, deren dynamische Bedeutung auch durch die ihr folgenden vulk. Erscheinungen charakterisirt ist.

2. Die centralen Theile der Continente sind im Allgemeinen schon in den frühesten geol. Zeiten vorgebildet gewesen.

3. Die Continente stellen in diesen centralen, ältesten Theilen Mulden mit gehobenen Rändern dar, die z. Th. noch jetzt abflusslose Becken sind.

4. Der höchste Rand derselben liegt dem breitesten Ocean zugewendet.

5. Ausserhalb der alten centralen Mulden liegen die dem grössten Wechsel unterworfenen peripherischen Theile. Den eigentlich centralen Theilen wohnt

im Gegensatze zu jenen eine gewisse Constanz inne. Die Veränderungen der äusseren Glieder erfolgen im Grossen und Ganzen parallel den alten Muldenrändern und sind jedenfalls in ihrem Verlaufe durch diese bedingt.

6. Die Veränderungen der continentalen Conturen werden entweder durch allgemeine, alle Continente gleichmässig betreffende und abwechselnde Vorgänge bewirkt: säculare Erhebung und Senkung; oder sind die Folge localer zerstörender oder neubildender Wirkungen.

Die Entstehung der Continente in ihrer heutigen verticalen Gliederung und geologischen Gestaltung hängt mit der Frage nach der Erhebung der Gebirge enge zusammen und in dem Artikel über diese werden manche darauf bezügliche Punkte noch eines Näheren erörtert werden.

Literatur: DANA, Manuel of Geology II. ed., New-York and Chicago. NAUMANN, C. F., Lehrbuch der Geognosie. I. Bd. II. Aufl. Leipzig 1858. PESCHEL, O. u. LEIPOLDT, G., Physische Erdkunde. Bd. I. Leipzig 1879. RECLUS, ÉLISÉ, La terre, Tome II. Paris 1869. STREFFLEUR, Die Entstehung der Continente und Gebirge. Wien 1847. STUDER, B., Lehrbuch der physical. Geogr. und Geologie. Bd. II. Bern, Chur, Leipzig 1847.

Crustaceen

von

Dr. Friedrich Rolle.

Die Crustaceen oder Krustenthiere, *Crustacea*, auch Krebse und krebsartige Thiere genannt, stellen eine zahlreiche und höchst vielgestaltige Klasse der Gliedfüsser, *Arthropoda*, dar, welche einerseits an die Gliedwürmer anknüpft, andererseits in den Arachniden, Myriapoden und Insekten ihre Fortsetzung findet. Sie sind um so schwieriger zusammen zu charakterisiren, als bei ihnen viele mit dem Alter seltsam verkümmernde und die Klassencharaktere einbüssende Formen auftreten, deren genauere systematische Stellung erst die vergleichende Entwickelungsgeschichte ergiebt.

Im Allgemeinen kann man die Crustaceen als kiemenathmende Gliedfüsser, *Arthropoda branchiata*, bezeichnen. Sie athmen Wasser durch Kiemen und sind meist Meeresbewohner. Auch im Süsswasser sind sie noch reichlich vertreten. Wenige bewohnen das trockene Land, wie die Kellerasseln, *Oniscidae*, die an feuchten Stellen leben und deren Kiemen in eigenthümlicher Weise bereits zur Luftathmung vorgerichtet sind und die Landkrabben oder Turluru's, die zeitweise auf dem Festlande, als Larven immer im Meere leben.

Alle Crustaceen mit Ausnahme des ausgebildeten Thieres der einer rückschreitenden Metamorphose verfallenden Formen sind mit echten gegliederten Beinen versehen, aber die Anzahl derselben schwankt sehr nach den besonderen Ordnungen. 11—60 Fusspaare haben die Kiemenfüsser oder Phyllopoden, 7 Paar die Asseln, 5 Paar die eigentlichen Krebse oder Decapoden.

Dazu kommen zwei, seltener ein Paar gegliederte Fühler *(antennae)* am vorderen Kopfrand und zwischen diesen und den Beinen eine Anzahl sehr vielgestaltiger bald zum Kauen, bald zugleich auch zum Betasten dienender Mundorgane (Kaufüsse, Kiefern und Taster), beim gemeinen Flusskrebs 6 Paare.

Die Crustaceen gehören zu den ältesten Thierklassen, sie sind im unteren Silursystem schon durch zahlreiche Phyllopoden, die Eurypteriden und Pterygoten, einige Ostracoden und Cirrhipedier vertreten. Ihre älteren Vorfahren sind unbekannt. Es kann aber kaum ein Zweifel darüber bestehen, dass die ältesten

Crustaceen sich von Räderthierchen (Rotatorien) oder diesen zunächst stehenden Gliedwürmern (etwa den Anneliden verwandten Formen) abzweigten. Namentlich ist die Larve der niederen Crustaceenformen oder der Entomostraken, der *Nauplius*, den Rotatorien sehr ähnlich gebaut und E. Haeckel nimmt darnach an, dass von einem vor der Silur-Epoche schon lebenden *Nauplius*-artigen gegliederten Wurm die verschiedenen Ordnungen der Entomostraken abstammen und von dieser Grundform ausgehend nach verschiedenen Richtungen sich entwickelten, wie auch, dass sie ihrerseits die Stammväter der höheren Krebse, der Arachniden, Myriapoden und Insekten darstellen.

Die meisten Crustaceen sind mit einer harten krustenartigen (chitinösen) Körperbedeckung ausgestattet, die ihrer ersten Anlage nach aus Chitin besteht, aber auch mehr oder minder grosse Beträge von Kalk enthält. Sie ist ein wahrer Ausssenpanzer und wird von der Epidermis als äussere Schicht *(cuticula)* ausgeschieden, wie sich besonders bei der periodischen Häutung unseres Flusskrebses erkennen lässt. Diese feste Kruste ist zu fossiler Erhaltung trefflich geeignet. In Folge dessen sind die Crustaceen von der Silur-Epoche an reichlich im Schatz des geologischen Archivs vertreten und von manchen wie von der silurischen *Sao hirsuta* Barr., kennt man selbst ganze Reihenfolgen individueller Entwickelungszustände. Bereits aus der silurischen Formation kennt man allein schon über 2000 Arten von Crustaceen, wovon drei Viertel auf die Trilobiten kommen, die übrigen sind andere Phyllopoden, Ostrakoden, Cirrhipedier, sowie Pterygoten und Eurypteriden. Die höheren Krebsformen, namentlich die Panzerkrebse, folgen erst allmählich in den successiven jüngeren Formationen, namentlich die Krabben erst im oberen Jura und in der Kreide.

Die Ordnungen der Crustaceen sind sehr mannigfaltig gebaut. Sie ändern in der Zahl der Körper-Segmente ab, ebenso in dem Grade der Abscheidung von Kopf, Brust und Hinterleib, in der Beschaffenheit der Mundorgane und der Beine u. s. w. Manche sind ausschliessliche und zwar meistens schwimmende Wasserthiere, andere sind Landbewohner, noch andere führen eine parasitische Lebensweise und diese letzteren erleiden durch rückschreitende Metamorphose die mannigfachsten Umbildungen, wobei sie eine Reihe von Organen einbüssen und zum Theil die äussere Gestalt von Eingeweide-Würmern annehmen. Auch manche nicht parasitische, aber in einer gewissen Altersstufe sich festsetzende Crustaceen, wie die Lepaden und Balanen, erleiden mit dem Heranwachsen eine tief eingreifende Umgestaltung.

E. Haeckel theilt die Crustaceen in zwei Hauptordnungen: Entomostraken und Malakostraken.

Die Entomostraken oder niederen Crustaceen, Gliederkrebse, *Entomostraca*, zeigen die grösste Mannigfaltigkeit der Gestaltung, namentlich aber noch sehr schwankende Zahlenverhältnisse der Körpersegmente und der Beinpaare, oft selbst bei nahe verwandten Gattungen. Der Kopf ist gewöhnlich von der Brust getrennt, mit Fühlern und sitzenden Augen versehen. Brust und Hinterleib mehr oder weniger deutlich geringelt. Die äussere Gestalt ändert dabei auf das mannigfachste ab. Manche sind mit einer zweiklappigen Schale versehen, die denen der Muscheln sehr ähnlich ist. Allen Entomostraken liegt die *Nauplius*-Larve zu Grund, deren Gestalt sich bei den meisten noch heute in einem der dem Ausschlüpfen aus dem Ei zunächst folgenden Entwickelungszustande wiederholt. Es ist dies eine sehr einfach gebaute gegliederte Thierform, die sich zunächst an die Rotatorien anschliesst. Es deutet dies darauf hin, dass

überhaupt die Entomostraken in einer sehr weit entlegenen geologischen Epoche von gegliederten Würmern von beiläufig der Gestalt der *Nauplius*-Larve und der Rotatorien ihren Ursprung genommen haben. Doch werden die geologischen Funde kaum jemals den Weg näher bezeichnen, den die ihnen weit vorauseilende Hypothese in voraus ahnen lässt.

Zu den Entomostraken gehören namentlich die Ordnungen der Ostrakoden, der Cirrhipedier, der Phyllopoden und der Pöcilopoden, sowie eine Anzahl von Schmarotzerkrebsen.

Die Ostrakoden oder Muschelkrebse, *Ostracoda (Lophyropoda)*, sind kleine wasserbewohnende Entomostraken, deren Kopf mit der Brust verwachsen ist und 2 Paar gegliederte in Borsten ausgehende Fühler trägt, welche als Ruder-Organe verwendet werden. Die 2 oder 3 Paar Beine endigen theils in einfachen Krallen, theils in Borsten. Kopf und Rumpf sind von einer zweiklappigen muschelähnlichen Schale umschlossen, welche nur mittelst einer kleinen Stelle am Rücken des Thieres befestigt ist. Sie zeigt weder das Schloss noch das Schlossband der Acephalen-Schale, dafür aber oft in der Vorderhälfte eine Erhöhung, die der Lage des Auges entspricht. Aus dieser Muschelschale ragen nur die gegliederten borstigen Fühler und 2 oder 3 Paar Beine hervor.

Die Ostrakoden bewohnen namentlich das süsse Wasser, Moräste, Pfützen und selbst Quellen, wo sie oft in ungeheuren Mengen beisammen leben. Andere Ostrakoden leben im Meer oder in brackischen Strandlagunen.

Die Ostrakoden finden sich in limnischen und meerischen Schlammabsätzen fast aller geologischen Epochen fossil erhalten, auch hier oft in ungeheuren Mengen vergesellschaftet. Bisweilen überdecken sie alle Schichtungsflächen ausgedehnter, thoniger oder kalkiger Schiefergesteine. Sie erscheinen sowohl in Meeres- als in Süsswasser-Ablagerungen und zwar schon im silurischen und devonischen System, hier aber wohl nur in meerischen Schichten. Aus der Primordialzone kennt man sie noch nicht, wohl aber aus der zweiten Silur-Fauna schon in mehreren Gattungen und im paläozoischen System überhaupt in ungewöhnlich grossen Arten.

Häufig im obersilurischen Kalk von Gothland ist *Leperditia* oder *Cytherina baltica* His. eine ungewöhnlich grosse glatte Art. Sie erreicht eine Grösse von nahe 20 Millim. Die Schale ist länglich, bohnenförmig, fast symmetrisch, mit geradem Schlossrand und glatt.

Hierher gehört auch die Gattung *Beyrichia*, deren bohnenförmige, fast halbkreisrunde Schalen auffallende gekörnelte Erhabenheiten (bis 6) zeigen. *Beyrichia*-Arten sind im obersilurischen Gebiet reichlich vertreten und reichen bis dicht an die Unterregion des devonischen Systems.

Im devonischen System sind in gewissen thonigen oder mergeligen Schichten die Ostrakoden wieder in zahllosen Mengen vertreten. *Cypridina serrato-striata*, eine *Entomis*-Art, wimmelt auf den Schichtungsflächen der oberen devonischen Schiefer z. B. zu Weilburg und Dillenburg in Nassau. Es sind sehr kleine bohnenförmige Schalen, deren Oberfläche punktirte Längsstreifen zeigt. Ein jederseits vor der Mitte der Schale stehendes Höckerchen deutet die Lage der zwei Augen an.

Süsswasser-Ostrakoden erscheinen zahlreich in schiefrigen Thonen der Steinkohlenformation und des Rothliegenden. Ebenso in den Süsswasserschichten des Wealden von England und Nord-Deutschland. Gross ist die Mannigfaltigkeit der meerischen, brackischen und limnischen Ostrakoden in verschiedenen Etagen

des Tertiär-Systems. Manche Süsswasser-Kalksteine verdanken ihre Entstehung hauptsächlich der massenhaften Anhäufung winziger Ostrakoden-Schalen.

Die Cirrhipedier oder Rankenfüsser, *Cirrhipedia*, schliessen sich den Ostrakoden unmittelbar an, nicht in der Gestalt des erwachsenen Thieres, wohl aber nach dem Bau der Larve, wie sie nach dem Ausschlüpfen aus dem Ei sich darstellt. Das junge Thier ist noch ganz ein unverkennbarer Entomostrake, ähnlich den Larven von *Cyclops, Daphnia* u. s. w. Es hat einen deutlichen Kopf mit einem einfachen Auge und zwei Fühlerpaaren. Dahinter stehen zwei Paar gespaltene in Borsten auslaufende Füsse oder Schwimmfüsse. Es schwimmt eine Zeitlang frei umher. Aber bald giebt diese Cirrhipedier-Larve ihre frei umherschweifende Lebensweise auf, setzt sich, mit der Rückenseite des Kopfes nach unten gewendet, auf einen fremden Gegenstand z. B. ein Conchyl fest und erleidet nun eine seltsame rückschreitende Metamorphose. Der Kopf wird mit dem Alter undeutlich und erscheint mit der Brust verwachsen. Augen und Fühler sind bald geschwunden. Der Rumpf zeigt nun das äussere Ansehen eines Mollusk's. Aber an der Bauchseite zeigen sich sechs Fusspaare von eigenthümlicher Gestalt. Es sind fleischige Stiele, die je in zwei vielgegliederte chitinöse Ranken *(Cirrhi)* auslaufen, wie sie bei Mollusken nie vorkommen. Während Kopf und Hinterleib verkümmern und der Brusttheil des Körpers molluskenähnlich wird, scheidet er ein festes kalkiges Aussenskelett ab, welches weit von der zweiklappigen Schale der Ostrakoden, aber auch von der der Mollusken abweicht.

Die Cirrhipedier stammen offenbar von älteren Verwandten der Ostrakoden ab. Sie beginnen zusammen mit denselben fossil in der zweiten Silurfauna. Barrande macht aus dieser schon mehrere Gattungen namhaft.

Die heute lebenden Cirrhipedier sind alle Meeresbewohner und zerfallen in zwei Familien: *Lepadidae* und *Balanidae*.

Die Lepadiden besitzen im erwachsenen Zustande einen fleischigen zusammenziehbaren hohlen Stiel, mittelst dessen das Thier sich an schwimmendem Holz und dergl. befestigt erhält. Darüber folgt der eigentliche Thierkörper, der von keilförmiger Gestalt ist und ein knorpliges oder kalkiges Aussenskelett abgeschieden hat. Gewöhnlich besteht dasselbe aus zwei Paar seitlichen Stücken und einem unpaarigen den Rücken des Thiers deckenden, zusammen 5 Stücken, wie namentlich bei der Gattung *Lepas*. Diese Kalkschalen der Lepadiden eignen sich vortrefflich zur fossilen Erhaltung und sind schon aus den älteren geologischen Formationen bekannt, namentlich schon im Silur-System von Böhmen *(Plumulites* Barr.) und im Jura. Sie sind besonders in der Neocomien- und Kreideformation durch zahlreiche Arten der Gattung *Pollicipes* vertreten. Für diese sind 5 Schalenstücke und noch einige kleinere bezeichnend.

Die Balaniden oder Seetulpen, *Balanidae*, sind breit aufsitzende Cirrhipedier. Das Thier setzt sich gleich den Lepadiden an festen Gegenständen an, aber nicht mittelst eines fleischigen Stiels, sondern mit breiter Basis, die eine eigene kalkige Bodenplatte abscheidet. Darüber bildet es ein abgestutzt kegelförmiges oder auch etwas walzig gestrecktes aus sechs Schalenstücken zusammengesetztes Gehäuse, dessen Scheitel offen steht, aber mittelst zwei oder vier Deckelstücken geschlossen werden kann. Hierher gehört namentlich die artenreiche Gattung *Balanus*. Ihre Gehäuse überziehen zahlreich den felsigen Rand des Meeres in der Ebbe-Linie und steigen wohl auch noch etwas höher an, da das Thier unter Verschliessung des Gehäuses ein paar Stunden lang die nächste Fluth abwarten kann. So finden sich die Balanen auch in Litoralablagerungen

des Meeres der tertiären Epochen noch häufig fossil, an Felsen, Geröllen oder Conchylien festsitzend.

Balanus tintinnabulum L. eine grosse 5—6 Centim. lange im atlantischen Meer noch lebende Art ist häufig in miocänen Schichten des Wiener Beckens, ebenso in den oberen Glacialablagerungen von Scandinavien, namentlich im sogen. gehobenen Strand von Uddevalla im südlichen Schweden.

Die Balaniden überhaupt beginnen in der geologischen Folge erst viel später als die Lepadiden. Sie sind nur in tertiären Ablagerungen fossil vertreten, in oligocänen Meeresschichten noch spärlich, zahlreicher in miocänen.

Eine ganz abweichende Lebensform aus älterer geologischer Zeit sind die Bostrichopoden, die man in Ermanglung besserer Kenntniss (man kennt nur ein einziges Exemplar) vorläufig den Cirrhipediern anreiht, wiewohl es auch schmarotzende Crustaceen gewesen sein können. *Bostrichopus antiquus* Goldf. stammt aus dem Posidonomyenschiefer (Carbonisches System) von Herborn in Nassau. Der Körper des Thieres ist von ovalem Umriss und nur 3,3 Millim. lang. Er besteht aus einem Kopfbruststück, von dem vier Paar Füsse ausgehen und einem in 6 Ringe segmentirten Hinterleib. Die vier Fusspaare gehen in gegliederte bis 22 Millim. lange Borsten aus. Die zwei vorderen Fusspaare theilen sich in je 5 Fäden, das dritte Fusspaar in je 4 Fäden, das vierte Paar in je 16 Fäden, was zusammen zweimal 30=60 Fäden ergiebt. Diese Thierform steht gegenüber allen anderen aus der heutigen Welt und aus den älteren Epochen bekannten Crustaceen-Arten vereinsamt. Jedenfalls hat das Thier von einer gewissen Lebensstufe an sich festgesetzt und eine der geänderten Lebensweise entsprechende Umbildung erlitten, vielleicht hatte es eine weiche Hülle oder lebte als Parasit auf anderen Meeresthieren. Man kann es als Vertreter einer besonderen Familie der Cirrhipedier betrachten.

Eine andere Ordnung der Entomostraken sind die Phyllopoden oder Blattfüsser (*Branchiopoda*, Kiemenfüsser), die in der heutigen Lebewelt durch einige wenige fast nur dem süssen Wasser angehörige, seltner im Meere (bes. in Strandlagunen) lebende Gattungen und Familien vertreten erscheinen, in älteren Epochen aber in viel zahlreicheren Formen im Meere lebten und namentlich im paläozoischen System eine grossartige Rolle spielen.

Es sind Entomostraken, die am Bruststück oder Thorax zahlreiche blattförmige und gewimperte Kiemenfüsse (platte zu Kiemen umgebildete Endglieder) führen. Es sind deren mindestens 11 Paare, bei anderen Formen bis 60. Bruststück (*thorax*) und Hinterleib (*abdomen*) sind immer getrennt und gegliedert, der Hinterleib ohne Füsse. Im Uebrigen ändern sie sehr ab. Der Kopf ist bei einigen angewachsen, bei anderen frei. Manche führen am Munde starke zangenförmige Kiefern. Ein Theil ist über den Rücken nackt, andere tragen über dem Rücken einen breiten häutigen Schild, noch andere besitzen ähnlich wie die Ostrakoden eine zweiklappige muschelartige Schale. Bei manchen läuft der Hinterleib in lange Borsten oder in flossenartige Blätter aus.

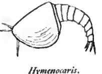
Hierher gehören namentlich die in unseren Süsswassern besonders in Teichen und Flusslachen lebenden, aber nur selten zu beobachtenden Gattungen *Branchipus* und *Apus*. *Branchipus stagnalis* L. wird gegen 2,5 Centim. lang, ist über den Rücken nackt, hat einen freien Kopf und ein aus 11 Segmenten bestehendes Bruststück mit 11 Paar Blattfüssen. Der Hinterleib hat 9 Segmente und endet in zwei flossenartige Anhänge. *Apus cancriformis* Leach wird 2,5—5 Centim. gross, hat einen mit dem Bruststück verwachsenen Kopf, am Bruststück 60 Paar

Kiemenfüsse und am Ende des Hinterleibes zwei lange gegliederte Borsten. Den Rücken von Kopf und Brust bedeckt ein grosses ovales hinten ausgerandetes häutiges Rückenschild, das den Hinterleib unbedeckt lässt.

An den lebenden *Apus* schliesst sich eine Anzahl sehr alter urweltlicher Lebensformen, theils der lebenden Form schon nahe ident, theils in seltsamen fremdartigen Gestalten entwickelt. Im oberen Buntsandstein von Sulzbad im Elsass findet sich eine *Apus*-Art, die dem heute in Pfützen und Teichen noch lebenden *Apus cancriformis* fast gleich kommt.

Fremdartigere Gestalten erscheinen im paläozoischen System. *Hymenocaris vermicauda* SALTER ist ein in vielen Stücken wohlerhaltener Phyllopode aus den Lingula-flags oder der sogen. Primordialzone von Nord-Wales in England. Er zeigt einen den Kopf verbergenden grossen Rückenschild, der an den ähnlichen aber Kopf und Brust überdeckenden häutigen Schild des *Apus cancriformis* erinnert. Dahinter liegen acht freie Rumpfsegmente, deren letztes in vier kräftige Steuerborsten ausläuft. Es war offenbar ein schwimmender meeresbewohnender Phyllopode.

(Min. 28.)



Hymenocaris.

Dem lebenden *Apus* ähnlich ist auch *Dithyrocaris Scouleri* MAC COY aus dem Kohlenkalk von Irland. Dieses Thier trug über Kopf und Brust ein fast kreisrundes vorn und hinten etwas ausgerandetes Rückenschild. Der Hinterleib ragt aus dem Schild frei hervor und endet in drei lange borstenförmige Anhänge, die offenbar zur Steuerung dienten.

Zu den mit zweiklappiger muschelartiger Schale versehenen Phyllopoden gehört die Familie *Limnadidae*. *Limnadia Herrmanni* BROGN. *(Daphnia gigas* HERRM.) ist ein 13 Millim. Länge erreichender, seltener, in Pfützen und Sümpfen lebender Muschelkrebs mit 22 Paar blattförmigen Kiemenfüssen. Fossil noch nicht nachgewiesen.

An die Limnadiden schliessen sich die Estherien an, kleine Muschelkrebschen, die heute in süssen, seltner in salzigen und brackischen Gewässern leben. Die Gattung *Estheria* erscheint schon in devonischen und carbonischen Schichten fossil vertreten und zeigt sich namentlich auch in den feinen Schieferthonen der Trias noch zahlreich erhalten. Sie erscheint auch in Meeresschichten, scheint aber meist brackischen oder limnischen Ablagerungen anzugehören. Sie zeigt sich neben Ostrakoden besonders in feinschlammigen Absätzen. *Estheria* begreift zweiklappige concentrisch gerunzelte Schalen, denen der Posidonomyen und anderer Acephalen sehr ähnlich. Sie wurden früher für Posidonomyen gehalten, die Schalenoberfläche ist aber netzförmig punktirt. *E. membranacea* PACHT findet sich im old red sandstone von Schottland. *Estheria minuta* ALB. *(Posidonia minuta)* ist häufig in Lettenschichten des Buntsandsteins und Keupers in Deutschland, Frankreich und England und bedeckt die Schichtenflächen oft zu Tausenden. Es sind kleine flache concentrisch gerunzelte Muschelschalen, nur 4—7 Millim Länge erreichend, von rundlich eiförmigem Umrisse.

Leaia ist eine mit *Estheria* nahe verwandte aber erloschene Gattung zweischaliger Phyllopoden. Es sind kleine hornige unregelmässig vierseitige gleichklappige Schalen, die denen mancher Muscheln (z. B. Cypricardien) ähneln. Zwei Kiele strahlen vom Wirbel aus. *Leaia Baentschiana* findet sich in den oberen (limnischen) Schichten der Steinkohlenformation zu Ottweiler bei Saarbrücken in einem feinen Schieferthon zu Tausenden angehäuft.

An die Phyllopoden schliesst sich die längst erloschene an Arten, Gattungen

und Familien reiche Abtheilung der Trilobiten, *Trilobitae*. Man weiss nicht, ob als eigne Ordnung oder als blosse Unterabtheilung der Phyllopoden, da sie nur im silurischen, devonischen und carbonischen System fossil auftritt, darnach vollständig erlischt und nur nach ihren festen Körpertheilen bekannt ist. Von ihren Gliedmaassen ist nichts erhalten und es ist darnach wahrscheinlich, dass sie weiche häutige Kiemen darstellten.

Die Trilobiten haben ihren Namen vom griechischen *tri lobos*, dreilappig. Ihr Körper besteht aus dem Kopfschild, dem aus mehr oder minder zahlreichen (2—26) Segmenten bestehenden Rumpf *(thorax)* und einem bald dem Kopfschild ziemlich ähnlichen, bald mehr eigenthümlich gestalteten Schwanzschild *(pygidium)* welches den Hinterleib *(abdomen)* verdeckt. Ausser dieser querübergehenden Dreitheilung des Körpers zeigen sie noch eine durch Furchen des Rumpftheiles gewöhnlich am deutlichsten ausgesprochene symmetrische Dreitheilung, die zugleich über Kopf, Rumpf und Schwanzschild verläuft. Ihre Grösse geht von ein paar Millim. bis zu 30 oder 50 auch wohl an 65 Centim. Ausser dem hornigen (chitinösen) wahrscheinlich mehr oder minder verkalkten Panzer der Rückenseite kennt man von diesen Thieren nur sehr wenig, dieses Wenige aber gewöhnlich in trefflicher Erhaltung und reich an Art- und Gattungs-Merkmalen. Ausser dem Panzer kennt man noch die oft ausgezeichnet wohl erhaltenen meist zahlreich facettirten Augen und das Hypostom, einen auch beim lebenden *Apus cancriformis* vorkommenden unteren nach hinten gewendeten besonders ausgebildeten Anhang des vorderen Kopfrandes. Beine und Fresswerkzeuge sind nicht in fossilem Zustande erhalten. Auch von Fühlern ist nichts bekannt.

Alle Trilobiten waren Meeresbewohner. Manche konnten sich in ähnlicher Weise wie die heutigen Asseln (Isopoden) vollständig zusammenkugeln. Sie zerfallen in die eigentlichen Trilobiten mit 5—26 Rumpfsegmenten und mehr oder minder ausgesprochener Verschiedenheit des Kopf- und des Schwanzschildes und die Agnostiden mit nur zwei Rumpfsegmenten und geringer Formverschiedenheit von Kopf- und Schwanzschild.

Eine der merkwürdigsten Gattungen der eigentlichen Trilobiten ist *Parodoxides* Brogn. ausgezeichnet durch die zurückgewendeten dornförmigen Fortsätze des Aussenrandes des Kopfschildes und der Rumpfsegmente.

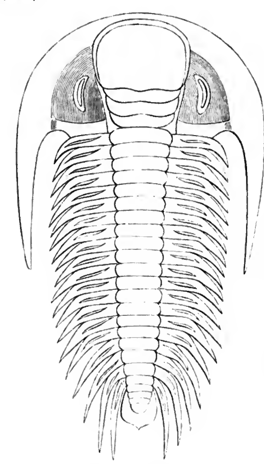
Das Kopfschild ist gross, ebenso der langgestreckte aus 21 Segmenten bestehende Rumpf *(thorax)*, auffallend klein der Schwanzschild. Von Augen ist nichts zu bemerken.

Paradoxides Tessini Brogn. aus dem Alaunschiefer von Westgothland (Primordialzone), eine schon von Linné abgebildete Art, erreicht 10—12 Centim. Länge. Der Kopfrand und die seitlichen Spitzen der Rumpfsegmente sind breiter als bei der ähnlichen böhmischen Art.

Paradoxides bohemicus Boeck aus dem Thonschiefer von Ginetz bei Beraun in Böhmen (Primordialzone) wird gegen 16 Centim. lang. Der Kopfsaum und die zugespitzten Ausläufer der Rumpfsegmente sind schmaler als bei voriger Art.

Sao hirsuta Barr. ist eine zu Skrey in Böhmen (Primordialzone) nicht selten vorkommende Art, die bis etwa 2,5 Centim. lang wird und ovalen Körperumriss zeigt. Sie ist als erster Beweis einer den Trilobiten zustehenden Metamorphose zu einer gewissen Berühmtheit gelangt. Corda und Barrande haben sie unter 12 Gattungs- und 23 Artnamen beschrieben, aber der letztere erkannte bald darnach, dass alle die zahlreichen Formen, welche Anlass zur Aufstellung von so viel Gattungen und Arten gegeben hatten, weiter nichts als successive Entwicklungs-





Paradoxides Tessini Brongn. In natürlicher Grösse. Unteres Silur von Westgothland (nach Angelin).

zustände einer und derselben Art sind, für welche die Bezeichnung *Sao hirsuta* beibehalten wurde. Der früheste bekannte »Embryonalzustand« stellt noch eine fast kreisrunde Scheibe von $\frac{1}{3}$ Millim. Länge dar. Die Oberfläche ist dann noch glatt, Kopf und Rumpf sind noch nicht deutlich von einander geschieden, der Hintertheil des Schildes zeigt erst eine Andeutung der späteren Segmentirung. Weiter kennt man eine vielgestaltige Reihenfolge der Entwickelung, die von der frühesten bekannten Larven-Form zum Zustande des ausgewachsenen Thieres leitet. Die ausgewachsene *Sao hirsuta* zeigt eine Länge von 26 Millimeter (1 Zoll). Sie zeigt nun 17 Rumpfsegmente und eine mit feinen Dornen dicht besetzte Oberfläche. Mit Recht betrachtet man daher auch Barrande's Arbeiten über *Sao hirsuta* als einen der wichtigsten Fortschritte der Palaeontologie und um so bereitwilliger als ihr Ergebniss der allgemein wissenschaftlichen Anforderung, dass alle Vielheit im Verlauf der Forschung auf eine Einheit zurückzuführen sei, in ausgezeichneter Weise entspricht.

Die Trilobiten erscheinen in der Primordialzone des unteren Silur-Systems alsbald in grosser Mannigfaltigkeit der Arten und bisweilen auch in grossem Individuenreichthum. Sie spielten in diesem Zeitalter die erste Rolle unter allen Lebewesen des Meeres. Barrande zählte 1872 in der primordialen Fauna nicht weniger als 254 Arten. Noch zahlreicher erscheinen sie in den darauf folgenden Ablagerungen des silurischen Systems, aus dem man überhaupt zur Zeit 1581 Trilobiten-Arten kennt. Aber mit dem ersten Erscheinen der Klasse der Fische gehen die Trilobiten in auffallender Weise zurück, vielleicht zum Theil in Folge räuberischer Lebensweise der letzteren. Im devonischen System bemerkt man

schon eine starke Verminderung der Zahl der Trilobiten-Arten, noch mehr ist dies im Kohlenkalk der Fall und nach diesem erloschen sie spurlos.

Die häufigste Trilobiten-Art im devonischen System ist *Phacops latifrons* Bronn, häufig im mitteldevonischen Kalk von Gerolstein in der Eifel, auch in den rheinischen Dachschiefern. Diese Art wird 2—2,5 Centim. lang, sie zeigt auf den Seiten des Kopfschildes je ein grosses facettirtes Auge oder Netzauge mit 50—100 und mehr Facetten oder Hornhaut-Feldern. Elf Rumpfsegmente. An der Unterseite des Kopfes ist oft das *hypostoma* deutlich erhalten. Diese Art findet sich auch bisweilen in zusammengekugelten Individuen.

Ausschliesslich silurisch und zum Theil der Primordialfauna angehörig erscheinen die nur mit zwei Rumpf-Segmenten versehenen Agnostiden, von denen man nur eine einzige Gattung *Agnostus* Brogn. (*Battus* Dalm.) kennt. Sie tritt besonders im untersilurischen Alaunschiefer und Kalk von Andrarum u. a. O. in Schweden in mehreren Arten und grosser Zahl der Individuen auf.

Die Agnostiden stehen von den übrigen Trilobiten ziemlich weit ab, ihr Thorax ist nur zweigliedrig, der Schwanzschild ist so gross als der Kopfschild und in der allgemeinen Form diesem in einer (nicht nur bei Trilobiten sondern bei Crustaceen überhaupt) auffallenden Weise ähnlich gestaltet. Gleichwohl stehen sie den Trilobiten näher als jeder anderen Abtheilung der Crustaceen. Es sind kleine Thiere, höchstens 10—12 Millim. lang. Alle sind blind. Kopf und Schwanz sind oft nur schwer zu unterscheiden.

Wir können nicht umhin, bevor wir die merkwürdige Ordnung der Trilobiten verlassen, einen Blick auf die Organisation ihres Auges zu werfen, da dasselbe in einer so frühen Epoche des Lebens auf Erden als erster Beweis des Daseins von Sinnesorganen und Sinneswahrnehmung von jeher Gegenstand besonderer Aufmerksamkeit war.

Ein Theil der Trilobiten zeigt auf dem Kopfschild (in den Seitentheilen oder Wangen) grosse sitzende zusammengesetzte Augen (Netzaugen, *oculi compositi*) in oft wunderbar deutlicher Erhaltung und genau von demselben Bau, wie ihn die Augen vieler heute noch lebender Crustaceen zeigen. Dies ist nicht bei allen gleichmässig der Fall.

Bei einer Anzahl von Gattungen, wie *Phacops*, *Dalmanites*, *Bronteus* u. s. w. (aber noch nicht bei primordialen Trilobiten) bildet das Auge eine flache nierenförmige Hervorragung, deren Oberfläche eine mehr oder minder zahlreiche in Längs- und Querreihen geordnete Anhäufung von regelmässigen Körnern zeigt. Sie deuten die Hornhaut (*Cornea*) und die Linse (*lens crystallina*) von eben so vielen kleinen kegelförmigen Aeuglein oder Ocellen (*stemmata*) an, deren jedes ein Lichtbild an einem besonderen Zweig des Sehnerven abgab.

Bei anderen, namentlich den meisten primordialen Trilobiten, läuft die gemeinsame chitinöse Hautdecke des Kopfpanzers über die Augen weg, ohne besondere Ocellen erkennen zu lassen. Noch andere Trilobiten, wie namentlich die *Agnostus*-Arten lassen keine Spur von Augen erkennen und waren offenbar blind und zwar durch Verkümmerung der Augen in Folge von besonderer Lebensweise und Mangel an Gebrauch. Sie setzen ältere mit Augen ausgestattete Vorfahren voraus, ähnlich wie noch jetzt manche Crustaceen in erster Jugend Augen besitzen, die sie mit dem Alter verlieren. Dies geht auch daraus noch hervor, dass bei gewissen Gattungen der Trilobiten augenlose neben augenführenden Arten vorkommen.

Ueberhaupt, wenn auch die organischen Reste sämmtlich es erweisen, dass

schon in den ältesten palaeontologisch documentirten Epochen die natürlichen Dinge nach denselben ewigen Gesetzen sich vollzogen, die noch jetzt evident herrschen, so ist dies doch beim Auge der Trilobiten, wo organische Gebilde mit optischen Verrichtungen auftreten, in besonders ausgesprochener Weise der Fall und macht sich um so mehr bemerklich, als die Trilobiten — abgesehen von den spärlichen und wenig bekannten Fossilien des archaeischen Systems — zu den ältesten Documenten des organischen Lebens gehören. Dass das Licht von jeher nach denselben Gesetzen auf lebende Organismen einwirkte, ist zwar apriori schon anzunehmen, aber gut ist es gleichwohl, dafür schon aus den ältesten geologischen Epochen den positiven Beweis beibringen zu können.

Einer anderen sehr merkwürdigen erloschenen Ordnung der Entomostraken gehören die Familien *Eurypteridae* und *Pterygotidae* an, die nur aus dem silurischen und dem devonischen System bekannt sind. Es sind grosse Gliederkrebse mit verhältnissmässig kleinem Kopfbruststück *(Cephalothorax)* und sehr lang gestreckten aus 12 oder 13 Segmenten bestehendem Hinterleib *(abdomen)*. Die Kopfbrust trägt eine verschiedene Zahl von Beinen, die theils als gegliederte Fühler (Taster), theils als scheerentragende Füsse (Greiforgane), theils als kräftige Ruderfüsse (Schwimmorgane) entwickelt sind.

Eurypterus trägt auf dem Rücken des kurzen vierseitig-halbmondförmigen Kopfbruststückes ein Paar nierenförmige Augen. Von den am Kopfbruststück stehenden Beinen sind drei oder vier Paare als Fühler oder Taster ausgebildet, dahinter folgt ein Paar sehr verlängerter kräftig gebauter Ruderfüsse oder Schwimmorgane. Die Thiere erreichten gegen 0,3 Meter Länge und darüber. Nord-Amerika hat schöne Exemplare geliefert.

Pterygotus zeigt einen ähnlichen Bau von Kopfbruststück und Hinterleib. Von den an der Unterseite des ersteren ausgehenden Beinen ist das vorderste Paar stark verlängert und endet in ein kräftiges Scheeerenpaar (ähnlich wie bei den Scorpionen). Dahinter stehen kürzere Taster. Das hinterste Beinpaar ist wie bei *Eurypterus* in Form von kräftig gebauten, stark verlängerten Ruderfüssen oder Schwimmorganen entwickelt. *Pterygotus* soll bis zwei Meter Länge erreicht haben.

Bruchstücke von Thieren dieser riesenhaft gestalteten Entomostraken aus dem old red sandstone von Schottland wurden anfänglich für Fischreste genommen, bis bessere Funde ihnen ihre Stellung unter den Crustaceen anwiesen. In der That haben die Ruderfüsse von *Eurypterus* und *Pterygotus* eine auffallende Analogie mit den in Form gepanzerter Ruderorgane entwickelten Brustflossen der in denselben geologischen Epochen vertretenen Fischgattung *Pterichthys* (Ordnung der gepanzerten Ganoiden). Aber diese Analogie ist nur ein täuschendes Gewand, wie auch die vorderen Scheerenfüsse des *Pterygotus* und der Scorpione nur der ähnlichen Ausbildung zu ähnlicher Verrichtung entsprechen. Der eigentliche morphologische Bau der Eurypteriden und Pterygoten stellt sie eher zwischen Ostrakoden und Limulen, wie auch eine Verwandtschaft mit der *Zoea*-Larve der heute lebenden höheren Krebse schon zu erkennen ist. Mit Scorpionen, Panzerganoiden u. s. w. bestehen bloss theilweise Analogien (keine Affinitaten).

An die Eurypterus- und Pterygotus-Form schliesst sich die in den heutigen, namentlich den tropischen Meeren noch lebend vertretene, aber im System der lebenden Fauna seltsam vereinzelte Ordnung der Pöcilopoden oder Limuliden, *Poecilopoda* oder *Xiphosura* zunächst an und beide Ordnungen haben sich

offenbar aus einer gemeinsamen Wurzel abgezweigt, die in fossilem Zustand noch nicht erwiesen ist.

Von den Pöcilopoden lebt nur noch die Gattung *Limulus* mit einigen wenigen Arten. *Limulus moluccanus* LATR. im indischen Ocean (Philippinen) wird an zwei Fuss lang. *L. polyphemus* L. an Florida und den Antillen ist ähnlich und wird noch etwas grösser.

Der Kopf ist bei den lebenden Limuliden mit der Brust verwachsen und beide bedeckt ein gerundeter, dreiviertelkreisförmiger harter kalkig-chitinöser Kopfbrustschild. An seinem ausgerandeten Hinterende setzt sich das beweglich eingelenkte Abdominal-Schild an und trägt bewegliche Stacheln an den Seitenrändern. Es endet gegen hinten in einen langen beweglich angelenkten dolchartigen Schwanz-Stachel. An der Unterseite des Kopfbruststückes stehen um den Mund herum sechs Paar meist in kleine Scheeren ausgehende Füsse, von denen die vier inneren Paare Gangbeine (mit kleinen Scheeren) darstellen. Die fünf hinteren Paare sind zugleich Gehorgane und Mundorgane. Ihre gezähnelten den Mund umgebenden Basalglieder dienen zum Zerkauen der Nahrung, wie denn überhaupt die Kauorgane der Crustaceen morphologisch die Bedeutung von unteren Segment-Anhängen (Beinen oder Füssen) haben. Diese sozusagen sehr altmodischen Thierformen, die sich überaus seltsam in der lebenden Fauna ausnehmen, sind offenbar wenig umgewandelte Nachkommen eines uralten Stammes, der wohl schon neben den Eurypteren und Pterygoten in den Meeren der silurischen und der devonischen Epochen gelebt haben mag, hier aber noch nicht fossil gefunden ist. Mehrere *Limulus*-Arten, den lebenden Formen sehr nahe stehend, kennt man aus dem oberen Jura von Solenhofen in Bayern.

Eine besondere Familie derselben Ordnung ist in der Steinkohlenformation besonders in den Eisensteinknollen von Coalbrookdale in England durch mehrere Arten vertreten. Es sind die Belinuriden, die von den Limuliden durch die bewegliche Gliederung des Abdominal-Schilds abweichen. Sie scheinen meerisch und brackisch gewesen zu sein. *Belinurus* aus den lower coal measures (oder dem unteren produktiven Steinkohlengebirge) zeigt einen breiten halbmondförmigen nach hinten in zwei längliche Spitzen auslaufenden Kopfbrustschild und einen beweglich damit verbundenen in sieben gleichfalls bewegliche Segmente abgegliederten Abdominal-Schild, welcher schliesslich — wie z. B. bei *Belinurus bellulus* KOEN. in einen langen zugespitzten Schwanzstachel ausläuft. Dieser Bau des Panzers der Belinuriden ist schon fast ganz der der lebenden Limuliden, nur dass der abdominale Theil bei den Belinuriden beweglich gegliedert, bei den lebenden Verwandten aber in eine einzige Platte verwachsen ist. Die Belinuriden mögen also den Eurypteren und Pterygoten näher verwandt als die heutigen Limulus-Arten gewesen sein. Eine gewisse äussere Analogie der Belinuriden mit Trilobiten fällt zwar in die Augen, mag aber blosse Folge gemeinsamer Lebensbedingungen sein. (Analogie nicht Affinität.)

Wir gehen zu den höheren Crustaceen — den Panzerkrebsen, *Malacostraca* — über, die namentlich die Ordnungen der Stomatopoden, Decapoden, Amphipoden und Isopoden begreifen und von einer gemeinsamen Grundform, der unter dem Namen *Zoea* bekannten Krebslarve ausgehen. Diese Larvenform besitzt eine länglich-ovale Kopfbrust mit hochwölbigem Rückenschild, welches auf dem Rücken und am Vorderrand lange gebogene Ausläufer aussendet. Sie trägt vorn zwei grosse gestielte Augen, unten zwei Paar in Borsten ausgehende Schwimmfüsse. Nach hinten verlängert sie sich in einen länglichen mehrgliedrigen Hinter-

leib, der in Schwimmborsten ausläuft. Diese Larve knüpft die Panzerkrebse an die Entomostraken, namentlich ist auch die Analogie ihres Baues mit den Eurypteren und Pterygoten des silurischen und devonischen Systems in die Augen fallend.

Die Panzerkrebse, *Malacostraca*, stellen sich gegenüber den Entomostraken, als eine höher organisirte Abtheilung heraus, namentlich treten die Zahlenverhältnisse der Segmente und die Gang- oder Schwimmfüsse bestimmter hervor und dieselben erreichen nicht mehr die übermässige Vervielfachung wie z. B. bei den Phyllopoden. Der Hinterleib zeigt meist 7 Segmente. Die Zahl der Gangfüsse oder Schwimmfüsse beträgt zusammen meist 5 oder 7 Paare, seltener 8 Paare. Dabei erscheinen die Malacostraken etwas später auf dem Schauplatz des Lebens. Sie tauchen in der Steinkohlenformation erst spärlich hervor, im Muschelkalk zeigen sie sich schon etwas reichlicher, gewinnen aber erst in der Jura- und Kreide-Epoche entschieden den Vorrang über die Entomostraken. Namentlich beginnen hier erst die Krabben, eine der am höchsten differenzirten Krebsformen. Unter den Malacostraken erscheinen auch die einzigen landbewohnenden zeitweise oder lebenslänglich Luft athmenden Formen, offenbar die höheren Abstufungen ihres Typus wie die Landkrabben und die Landasseln *(Oniscidae)*, welche letztere zugleich den landbewohnenden Myriapoden schon sehr ähnlich (analog) werden.

Stomatopoden und Decapoden stellen zwei einander nahe verwandte Ordnungen dar, denen beweglich gestielte Netzaugen gemeinsam sind. Den Kopf und den Thorax bedeckt ein geschlossener harter Rückenschild, aus dem hinten der geringelte Hinterleib frei hervortritt, auch wohl noch ein Theil des Thorax.

Bei den Stomatopoden (Maulfüssern, Squillen) ist die Zahl der Füsse gewöhnlich grösser als bei den Decapoden. Sie haben meist 8 Fusspaare (Squilliden), seltener nur 4 oder 6 Paare (Mysiden) und am Hinterleib noch besondere blattartige Abdominalfüsse, zu hinterst einen starken Flossenfächer. Die Füsse gehen nie in Scheeren aus, wohl aber bei den echten Squillen in scheerenartig zurückschlagbare Krallen. Vor dem Kopfbrustschild steht hier noch ein besonderer frei beweglicher Ring, der die Augen und die Fühler trägt. Aber der eigentliche hintere Kopftheil ist mit der Brust verwachsen und oben mit dieser von einem gemeinsamen Kopfbrustschild bedeckt, der bei den Squillen noch die Hinterbrust frei lässt. Dahinter folgt der ziemlich lang gestreckte siebengliedrige Hinterleib mit blattförmigen abdominalen Füssen.

Die Stomatopoden sind schwimmende Meeresbewohner und leben theils in grösserer Tiefe, theils in Schwärmen im weiten Ocean. Sie sind in den heutigen Meeren nur durch wenige Gattungen und Arten vertreten, meist in wärmeren Meeren, doch auch noch im Mittelmeer. Die Stomatopoden gehören zu den spät auftretenden Ordnungen. Bis zum Jura bleiben die Funde zweifelhaft. Aus dem oberen Jura von Solenhofen hat Graf Münster eine Anzahl von Gattungen beschrieben, die man als Stomatopoden gedeutet hat. Ein unzweifelhafter Stomatopode ist *Squilla antiqua* Münst. aus dem unteren Eocän des Monte Bolca bei Vicenza und dem lebenden Heuschreckenkrebs, *Squilla mantis* Lin. des Mittelmeers schon nahe stehend, näher noch der *Sq. scabricauda* Lam.

Eine wichtigere, weit formenreichere Ordnung sind die Decapoden oder zehnfüssigen Krebse, *Decapoda*, die von der Trias an fossil erscheinen. Bei ihnen ist der Kopf mit der Brust zu einem einzigen *Cephalothorax* verwachsen und beide sind oben von einem einzigen harten unbeweglich geschlossenen Kopf-

brustschild oder Rückenschild bedeckt. Zu beiden Seiten des Kopfes sitzen die zwei beweglich-gestielten Augen. Es sind grosse Facetten-Augen mit vier- oder sechseckigen Facetten. Die Kopf- und Brustanhänge stellen zu vorderst Fühler, um den Mund herum verschieden gestaltete bald kieferförmige, bald tasterförmige Mundorgane dar und dahinter folgen in 5 Paaren die zehn Gangfüsse, die vorderen meist in Scheeren endend, die hinteren oft mit Krallen versehen.

Beim gemeinen Flusskrebs, *Astacus fluviatilis*, stehen zu vorderst die zwei Fühlerpaare. Die Mundorgane sind äusserst mannigfaltig. Der Mund eröffnet mit einer unpaaren symmetrischen Oberlippe *(labrum)*. Dahinter folgt ein Paar Kiefern mit kräftiger gezähnelter Kaufläche und einem Taster-Anhang. Dahinter zwei Paar ähnliche kieferartige Fresswerkzeuge. Dahinter noch drei Paar Kaufüsse, jedes mit tasterartigen Anhängen. Das Alles (sechs Paare) sind zum Kauen und Betasten der Nahrung umgestaltete Segment-Anhänge (Beine, Füsse). Dahinter folgen die fünf Paar Gehfüsse mit Scheeren oder mit Krallen. Das vorderste Paar ist ausserordentlich lang und kräftig gebaut, zu Greiforganen — ähnlich wie bei Pterygoten und Scorpionen — entwickelt und endet in mächtige Scheeren, deren beweglicher Arm an der Innenseite steht. Die übrigen vier Paar Füsse sind wahre Gehfüsse, das zweite und das dritte Paar endet in kleinere Scheeren, das vierte und das fünfte Paar je in eine einzelne Kralle. Aehnlich sind die Kopf- und Brustanhänge der übrigen Decapoden gebaut, aber je nach der Lebensweise besonders umgebildet, z. B. die hinteren Fusspaare oft sehr verkürzt.

Hinter dem *Cephalothorax* folgt der sieben-ringelige Hinterleib. Er ist stark entwickelt bei den langschwänzigen Krebsen, beim gemeinen Flusskrebs nur wenig kürzer als ersterer, aber stark verkürzt oder zu einem winzigen Körperanhang verkümmert bei den Krabben oder kurzschwänzigen Krebsen, bei denen auch die Siebenzahl der Segmentirung nicht immer erreicht wird.

Die Langschwänze, *Decapoda macroura*, sind meist Meeres-, seltener Flusswasserbewohner. Sie sind schwimmende Thiere mit einer fächerförmigen Endflosse, die als Steuerruder dient. Der Hinterleib ist gross und grade ausgestreckt, meist eben so lang als das Kopfbrusstsück oder auch länger. Er besteht aus sieben Segmenten. Er trägt am Hinterende fünf flache flossenartige Anhänge, die als Schwimmorgane dienen. Der mittlere Theil dieses Endfächers besteht aus dem siebenten Abdominal-Segment, die beiden seitlichen Paare sind blosse Anhänge des sechsten und siebenten Segments.

Die langschwänzigen Krebse sind im Muschelkalk durch mehrere Gattungen schon in ausgezeichneter Weise vertreten. Die Gattung *Pemphix* ist im deutschen Muschelkalk nicht selten in ausgezeichneter Erhaltung vertreten, z. B. zu Crailsheim in Württemberg und nach der Gestaltung von Kopfbrust, Hinterleib und Schwanzflossen der heutigen Gattung *Astacus* schon nahe verwandt. Man kennt aber die Beine derselben noch nicht genau. Zwei Paar Fühler, das äussere Paar fast von der Länge des Körpers. *P. Sueuri* Desm. wird 4 Zoll (10 Centim.) lang und findet sich im Muschelkalk von Franken, Schwaben und Lothringen.

Vom Jura an sind die Langschwänze reichlich vertreten, namentlich ungewöhnlich reich an Arten und Gattungen in dem fossilreichen lithographischen Kalkschiefer des oberen Jura von Solenhofen in Bayern.

Eryon ist eine ausgezeichnete jurassische Gattung, verwandt dem lebenden Bärenkrebs *(Scyllarus arctus* des Mittelmeeres). Der Kopfbrustschild ist breit und flach, abgerundet fünfseitig, breiter als lang, schon an Krabben erinnernd. Der 7gliedrige Hinterleib ist fast von der Länge der Kopfbrust. Von den

5 Beinpaaren ist das vorderste länger und endigt in längliche schmächtige Scheeren. Das 2. 3. und 4. Paar führt noch zartere Scheeren und das 5. Paar endet in einem einfachen graden Dorn. Zwei Paar kurze Fühler. *E. arctiformis* SCHLOTH. ist eine im oberen Jura von Solenhofen häufige Art und wird 13 Centim. lang, 8 Centim. breit. An jeder Seite des Kopfbrustschildes drei stachelförmige Fortsätze.

Die Phyllosomen sind Larven von gepanzerten Langschwänzen und kommen zu Solenhofen auch fossil vor. Man hat sie früher für Spinnen gehalten, die aber in der Jura-Epoche noch nicht fossil vorkommen.

An die Langschwänze schliessen sich die eine Mittelform darstellenden Anomuren an. Bei ihnen ist der Hinterleib noch ausgestreckt, von der Lange der Kopfbrust oder kürzer als diese und bereits nicht mehr als Schwimmorgan ausgebildet, in der Regel nicht mehr am Hinterende mit einem Flossenfächer versehen. Die Anomuren sind Meeresbewohner und beginnen fossil im oberen Jura mit den Prosoponiden, von denen man aber nur den Rückenschild kennt.

Hierher gehören auch die sogen. Einsiedlerkrebse oder Paguriden, welche ihren weichen Hinterleib in Schneckenschalen verbergen, u. a. der an Küsten von Europa lebende *Pagurus Bernhardus* LIN. mit zwei ungleich grossen Scheeren am vorderen Fusspaar. In den Tropen kommen auch ähnliche grössere Paguriden vor, die bereits das Festland betreten. Ein ähnlicher Anomure, *Mesostylus Faujasi* DESM. ist häufig in der oberen Kreide z. B. zu Mastricht, findet sich aber nur in Gestalt zweier scheerentragender Vorderbeine. Sie sind von ungleicher Grösse, je eine rechte und eine linke Scheere, ähnlich wie beim lebenden *Pagurus Bernhardus*. Der übrige Körper war vermuthlich weich. Vollständige Individuen sind noch nicht fossil gefunden.

An die Anomuren reihen sich die eigentlichen kurzschwänzigen Krebse oder Krabben an, *Decapoda brachyura*. Bei ihnen gewinnt das Kopfbruststück noch mehr die Oberhand. Es ist breit, meist breiter als lang, bisweilen nach vorn schnabelförmig ausgezogen. Nur das vorderste längere Fusspaar trägt Scheeren, diese sind aber auch kräftig gebaut. Die 4 hinteren Fusspaare enden in einfache gespitzte Krallen. Sehr klein und verkümmert ist der Hinterleib, er wird nach vorn gegen die Brust eingeschlagen, dient nicht mehr als Bewegungswerkzeug, endet nie in eine Fächerflosse.

Die Krabben sind Meeresbewohner, sie leben namentlich an der seichten Küste, andere auch in grösseren Tiefen. Einige Arten besuchen auch das nahe Festland, besonders in West-Indien und Mittel-Amerika, wo sie Erdhöhlen bewohnen und nur auf ein paar Wochen jährlich ins Meer gehen, um ihre Eier abzulegen. So der Turluru, *Geocarcinus ruricola* L., der zu tausenden auf den westindischen Inseln sich umhertreibt. Diese Landbewohner zeichnen sich auch im Trockenen durch Raschheit der Bewegungen aus.

Die eigentlichen Brachyuren beginnen in der Kreide-Formation, nach dem mit den Anomuren schon in der Jura-Epoche eine sie mit den bereits von der Trias an vorkommenden Macrouren verknüpfende Mittelform vorausging. Zahlreich vertreten sind sie in der Kreide-Formation, noch zahlreicher an Arten und Gattungen in den verschiedenen Stufen des Tertiär-Systems, namentlich in grossen ansehnlichen Arten in der Eocän-Formation von Vicenza, Verona, dem Kressenberg in Bayern, dem London-Thon der Insel Sheppey bei London u. s. w.

Wir haben also in den drei Ordnungen der Decapoden eine bemerkenswerthe

geologische Reihenfolge. In der Trias beginnen die Decapoden, im Jura die Anomuren und in der Kreide-Formation erst die eigentlichen ausgebildeten Brachyuren. Alle drei Ordnungen sind in den Meeren der Jetztwelt reichlich vertreten, die Macrouren auch spärlich im süssen Wasser, die Anomuren auch spärlich auf dem Festland, die Brachyuren im Meer und reichlich auf dem Festland nahe der Meeresküste.

Mit den Brachyuren erreicht die Decapoden-Ordnung ihren Gipfel in Bezug auf vorwiegende Ausbildung der Kopfbrust und Verkümmerung des Hinterleibes, sowie auf mehr oder minder weitgehende Anpassung der Organisation an das Land- und Luft-Leben.

Einen anderen Entwickelungsgang nehmen die beiden verwandten durch sitzende Augen, sowie durch das Vorherrschen der Siebenzahl in der Segmentirung bezeichneten Ordnungen der Amphipoden und Isopoden, die von den Entomostraken ausgehend eine von den Squillen und Decapoden unabhängige Abzweigung des Malacostraken-Stammes darstellen. Sie besitzen keinen besonderen Rückenschild. Der Rücken trägt bewegliche Panzerringe.

Die Amphipoden, auch Flohkrebse genannt, *Amphipoda*, sind kleine Krebschen, Wasserbewohner, meist von seitlich zusammengedrückter Körpergestalt, die auf der Seite schwimmen und kriechen. Einige wie *Gammarus*, bewohnen Flüsse und Bäche, andere, wie *Talitrus* und *Orchestia* das Meer. Von letzteren lebt ein Theil am äussersten Küstensaum und hüpft hier mittelst besonderer Sprungfüsse zu Tausenden im feuchten Sand zwischen Ebbe- und Fluth-Linie umher. (Sogen. Tangflöhe oder Strandflöhe, *Saltatoria).* Der Kopf der Amphipoden ist frei, vom Bruststücke deutlich geschieden, mit zwei Paar meist langen Fühlern versehen. Das Bruststück oder der Thorax ist meist siebengliederig und trägt meist 7 Paar Füsse, die nie in Scheeren enden, wiewohl die vorderen Paare oft grosse eingekrümmte Krallen führen. Der kräftig ausgebildete ebenfalls meist siebengliederige Hinterleib trägt meist eine Anzahl in borstenförmige Ausläufer gegabelter fussartiger Anhänge (Abdominal-Füsse). Bei manchen Gattungen erscheinen diese auch am letzten Segment als kräftige mehrgliederige Stiele oder Springfüsse, mittelst deren sie wie die Flöhe sich emporschnellen können.

Die Amphipoden mögen sich frühzeitig von den Entomostraken abgezweigt haben, ihre Reste gehören aber sowohl in älteren, als auch in jüngeren Formationen zu den seltneren Funden.

Zu den Amphipoden zählt man die sehr vereinzelt im System der Crustaceen stehende Gattung *Gampsonyx* aus der permischen Formation. Wenigstens wird sie mit Sicherheit den Malacostraken zugerechnet, sei es nun als Wurzelform der Amphipoden oder der Isopoden oder beider Ordnungen zusammen. *Gampsonyx fimbriatus* Jord. aus dem Eisenstein des mittleren Rothliegenden der Gegend von Lebach bei Saarbrücken begreift kleine langgestreckte Süsswasserkrebschen von 8—11 Linien (20—25 Millim.) Länge. Der Kopf trägt zwei Paar Fühler, welche sich in je ein Paar lange Borsten gabeln. Auf den Kopf folgen Brust und Hinterleib, ohne hervortretenden Gegensatz, zusammen mit mindestens 12, vielleicht 14 Segmenten. Die Beine scheinen sogen. Gehfüsse gewesen zu sein, das vorderste Paar ist länger als die übrigen, fünfgliedrig und das letzte Glied endet in einen spitzen Hacken. Der Hinterleib endet mit fünf in Fächerform geordneten Flossenblättern, von denen das mittlere vermuthlich vom letzten Körpersegment dargestellt wird. *Gampsonyx* mag also wohl dem gemeinsamen ältesten Stamm der Amphipoden und Isopoden angehören und von älteren Eu-

tomostraken abstammen. Der Schwanzfächer erinnert an den der heutigen langschwänzigen Decapoden.

Auf *Gampsonyx* folgt eine lange Lücke im System der Fossilien. Einige wenige Amphipoden werden aus dem Bernstein des Samlandes erwähnt, Küstenflöhe, *Amphipoda saltatoria*, die durch starken Bau des Hinterleibes und lange Springfüsse sich kennzeichnen.

Die Ordnung der Isopoden oder Asseln, *Isopoda*, schliesst sich den Amphipoden in mehreren Hinsichten an, namentlich durch die sitzenden Augen, den freien Kopf, die frei auf dem Rücken articulirenden Brust- und Leibes-Segmente, die herrschende Siebenzahl. Aber die Körpergestalt der Isopoden ist meist breit und flach niedergedrückt (während die der Amphipoden seitlich zusammengedrückt erscheint) und der Hinterleib mehr oder minder verkürzt. Der Kopf ist frei, nicht mit der Brust verwachsen und trägt zwei Paar Fühler. Die Brust oder der Thorax besteht aus 7 frei entwickelten Segmenten, Brustringen. Diese 7 Segmente tragen 7 Paar unter einander fast gleiche Füsse, die in krallenförmige Endglieder — nie in Scheeren — ausgehen. Der Hinterleib ist mehr oder minder verkürzt, meist sechsgliederig.

Die meisten Asseln leben im Meer, wie *Sphaeroma*, *Idothea* u. A. Andere bewohnen das süsse Wasser wie *Asellus*. Dazu kommen unter den Wasserasseln auch eine Anzahl von Parasiten, die, wie gewöhnlich die Thiere von dieser Lebensweise, eigenthümliche mehr oder minder weit vom Ordnungstypus abgehende Charaktere angenommen haben. Dazu kommen endlich noch eine Anzahl landbewohnender Asseln oder Keller-Asseln, wie *Oniscus*, *Porcellio*, *Armadillo* u. A. Diese bewohnen feuchte, schattige Stellen des Festlandes, wie Moos, vermodernde Baumstämme und Felsritzen. Ihre Kiemen zeigen — dem Aufenthalt an feuchten Stellen des festen Landes entsprechend — eine eigene Umbildung, die vorderen Kiemen des Hinterleibes sind nämlich zu geräumigen Lufthöhlen ausgeweitet, in welche die Kiemenblättchen vorragen. Dies ist eine Art von Uebergang der Kiemenathmung der Crustaceen zur Tracheen-Athmung der Arachniden, Myriapoden und Insekten, wie er in ähnlicher Weise auch bei den unbekannten palaeozoischen Wurzelformen der drei letzten Klassen stattgefunden haben mag. Ueberhaupt erkennt man eine ausgesprochene Analogie zwischen Isopoden und Myriapoden. Viele Zoologen haben daher auch die Myriapoden neben erstere in das System der Crustaceen eingereiht, aber die Abzweigung der Myriapoden ist eine uralte und geht vielleicht eher von Entomostraken aus, bevor noch Isopoden ausgebildet waren.

Die fossilen Funde von Isopoden sind spärlich. *Gampsonyx* aus dem permischen System mag wohl der gemeinsamen Wurzel der Isopoden und Amphipoden angehören. Im Jura-System sind die Isopoden zum ersten Male sicher vertreten. *Archaeoniscus Brodiei* Edw. ist ein echter Isopode aus Süsswasser-Ablagerungen des oberen Jura und häufig auf Schichtungsflächen des Purbeck-Limestone von England. Auch Meer-Asseln werden aus dem Jura aufgeführt, namentlich von Solenhofen. In tertiären Schichten sind fossile Reste von Isopoden sicher, aber auch noch selten. Aus dem Bernstein des Samlandes kennt man eine Anzahl von Land-Asseln.

Die Deltabildungen

von

Prof. Dr. von Lasaulx.

Mit dem Namen Delta wurde ursprünglich, lediglich wegen der Formähnlichkeit mit dem gleichnamigen griechischen Buchstaben Δ, das Mündungsgebiet des Nilstromes und ähnliche von den Armen eines sich nahe seiner Mündung gabelnden Flusses umschlossene dreieckige Landstücke bezeichnet. An die Entstehung dieser Mündungsgebiete wurde dabei nicht gedacht. Heute aber bezeichnen wir mit diesem Namen nicht nur die Form der an der Mündung von Flüssen liegenden Landstrecken, sondern verbinden damit auch den ganz bestimmten Gedanken einer Entstehung aus den Anschwemmungen des Flusses selbst. Dieses letztere genetische Kriterium ist jetzt sogar das bedeutungsvollere geworden. Es sind daher unter Delta alle vor der Mündung eines Flusses durch dessen Sinkstoffe gebildete Ablagerungen zu verstehen, die im Meere, einem Binnensee oder auch einem anderen Flusse die Tiefe der Wasserbecken vermindern oder vollkommen bis über das Niveau des Wassers emporsteigen und hierdurch eine Vergrösserung des Festlandes auf Kosten der Wasserbedeckung hervorrufen.

Solche Gabelungen der Flüsse, die in der Nähe ihrer Mündungen in einem Gebiete eintreten, das nicht aus den Anschwemmungen der Flüsse selbst gebildet ist, nennen wir also nicht mehr Delta. Die 50 Meilen von der Mündung stromaufwärts gelegene Gabelung der Wolga schliesst einen dreieckigen, auch von vielen Wasserläufen durchzogenen Landstrich ein, der jedoch keineswegs aus fluviatilen Ablagerungen besteht und daher nicht als Delta bezeichnet werden kann. Vor der Wolgamündung hat sich allerdings auch eine echte Deltabildung angesetzt.

Andererseits wird es auf die Gestalt der fluviatilen Ablagerungen vor der Mündung eines Flusses gar nicht ankommen: es giebt eine Menge echter Deltabildungen, an denen wir vergeblich die Gabelung des Flusses und die Δ Gestalt des Mündungsgebietes suchen.

Auch das macht nach der vorhergehenden Definition keinen Unterschied, ob die Ablagerungen vor der Flussmündung wirklich über dem Wasser sichtbar werden oder nur in Untiefen sich bemerklich machen. Man könnte hiernach füglich zwei Arten der Delta's unterscheiden: sichtbare und latente Delta's. In Wirklichkeit aber sind die beiden Arten nur verschieden fortgeschrittene Phasen desselben Processes.

Ob bei einer Deltaablagerung das aufnehmende Wasserbecken das Meer, ein Binnensee oder ein Fluss ist, das macht genetisch und auch für die Einzelnheiten im Verlaufe der Bildung keinen wesentlichen Unterschied. Selbst die starke Strömung des eine Deltaablagerung, die ein Nebenfluss zuführt, aufnehmenden Hauptflusses, die die Gestaltung jener wesentlich beeinflusst, findet ihre vollkommene Analogie in den längs der continentalen Küsten verlaufenden Strömungen in den Oceanen. Für die Betrachtung der bei Deltabildungen obwaltenden Verhältnisse ist demnach eine Trennung nach der Art der aufnehmenden Wasseransammlungen nicht nöthig.

Fassen wir also die Delta's in dem oben ausgesprochenen ganz bestimmten Sinne auf, dass sie nämlich vor den Mündungen eines Flusses gebildete Ablagerungen desselben sind, so sind dann natürlich die sichtbaren Delta's die

einzigen, die uns zunächst über die Verschiedenheiten der äusseren Form, inneren Gestaltung und geographischen Verbreitung Aufschlüsse zu geben vermögen.

Die Begrenzung oder äussere Gestalt der Delta's erscheint in erster Linie abhängig von der Form oder dem Contur der Küste, an welcher die Flussmündung gelegen ist.

Mündet ein Fluss an einer geradlinig verlaufenden oder gar mit convexer Biegung in das Meer vortretenden Küste, so werden die von ihm abgelagerten Sedimente die vorspringenden Küstenausbiegungen verlängern und auf Kosten des Meeres fortsetzen oder aber, wenn der Contur ein gerader gewesen, an demselben hinausgreifende Protuberanzen bilden. Es erscheinen daher diese Delta's ganz besonders auffallend auch auf den Karten und können recht passend als »vorgeschobene Delta's« bezeichnet werden.

Ein ausgezeichnetes Beispiel dieser Art ist das Delta der Lena an der nordsibirischen Küste. In einem flachen nach NNO nur wenig vortretenden Bogen verläuft hier die mit schwachen Höhenzügen besetzte Küste östlich von Cap Keestowski. In einem trichterförmig erweiterten Thale tritt die Lena ins Meer. Nach NW und nach Osten den Conturen der Küste folgend, hat sich aus den Senkstoffen des Flusses die Insel Changalskij-Chrebet gebildet, weit vorspringend in das Meer, nach W vom Festlande getrennt durch den schmalen Arm der Anardamislja, nach Osten durch die breitere Bykowskaja-Mündung. Die ganze flache Deltainsel ist von zahlreichen Wasserarmen durchschnitten. Genau auf ihre Mitte ist die Stromrichtung der Lena selbst gerichtet, sodass hier die von ihr zugeführten Sedimente fast ganz gleichmässig nach allen Seiten sich im Meere ausgebreitet und vorgelagert haben, wie es einem vollkommen regelmässig und ohne störenden Einfluss einer seitlichen Strömung im Meere sich vollziehenden Sedimentbildung entspricht. Auch das Delta des Yang-Tse-Kian ist ein vorgeschobenes Delta, das die Bogenlinie der Küste, die durch den Verlauf des Schantung-Gebirges bedingt wird, als ein langgestrecktes, ebenso halbmondförmig vorgebogenes Flachland umzieht.

(Min. 30.) Fig. 1

Auch der Ebro bildet vor seiner Mündung bei Tortosa ein vorgeschobenes Delta. Der Küstencontur, durch den Verlauf der Gebirge bedingt, ist ein fast in gerader Linie von NO—SW gerichteter. Scharf vorspringend tritt uns hier auf der Karte die Deltabildung des Flusses als ein Küstenauswuchs entgegen, der die gerade Linie der Küstengebirge von der Serra Montsia im Süden bis zur Serra de Balaguer im Norden der Flussmündung unterbricht. Auch hier ist die Ab-

lagerung des Delta's auf beiden Seiten der Flussmündung fast gleichmässig erfolgt, so dass dieser mitten durch das Deltaland hindurchfliessend, sein eigenes Bett immer weiter vor sich herbaut.

Als ein bis zur vollkommenen Abschnürung des Lago di Mezzola vom Lago di Como in das einst vereinigte Seebecken vorgeschobenes Delta muss die Ebene von Colico vor der Mündung der Adda aufgefasst werden und ähnliche Beispiele im kleineren Maassstabe finden sich in allen Binnensee'n. Recht scharf vorspringend in den durch die Bergwände der Ufer bedingten Contur des Lago d'Iseo schiebt sich in diesen das kleine Delta des Borlezzaflüsschens vor.

Wesentlich anders gestaltet sich der plastische Eindruck, den eine Deltabildung in kartographischer Abbildung hervorbringt, wenn die Flussmündung an einer einwärts, also concaven Küstenstelle gelegen ist, wenn also eine mehr oder weniger offene Meeresbucht zunächst die Sedimente des Flusses aufnimmt. Die Ausfüllung der Bucht wird dann das erste Ziel der Deltabildung sein und dieses also in seiner Form durch die Gestalt der Meeresbucht bedingt werden. Selbst bei einer vollkommenen Erfüllung der Bucht wird dabei im Verlaufe der allgemeinen Küstenconturen keine auffallende Aenderung erfolgen; die Thätigkeit dieser Deltaablagerungen, die wir als ausfüllende oder Ausfüllungsdelta's bezeichnen können, erzielt eine Vereinfachung der Küstenlinien, eine Verminderung der Küstengliederung, während die vorgeschobenen Delta's eine grössere Gliederung, eine Zerlegung des Conturs bewirken. Freilich erkennen wir auf den ersten Blick, dass bei einer fortdauernden Deltabildung jedes Ausfüllungsdelta, wenn es das erstere eigentliche Ziel erreicht hat, nun in die Phase der vorgeschobenen Delta's übergehen muss. Und so liegt eben bei den meisten Delta's eine Combination beider Formen vor. Von der Grösse der anfänglich auszufüllenden Bucht wird es abhängen, ob schneller und bedeutender die vorschiebende Phase in der Deltabildung eintritt.

Als ein Ausfüllungsdelta erscheint z. B. das Nildelta. Zwischen das ca. 150 Meter hoch erhobene Plateau der Libyschen Wüste, das mit steiler Stufe meerwärts niedergeht und der auf der gegenüber liegenden Seite des Nil gelegenen, fast ebenso hohen Fläche der arabischen Wüste schob sich wie ein Keil, dessen Spitze etwa bei Kairo gelegen ist, einst eine Meeresbucht in Unter-Egypten hinein. Sie ist jetzt ganz von dem fruchtbaren Bodengeschenke des Nil erfüllt, der aber mit seinem Delta über den allgemeinen Contur der Küste, den wir vom Golf von Gatta bis zur Rhede von Ascalon in leicht gebogener Linie uns ergänzen können, nur so wenig vorspringt, dass die Phase des vorgeschobenen Delta's uns auf einer Karte von Unter-Egypten nur wenig auffallend hervortritt, auf einer Karte von Afrika im Maasstabe von 1 : 30000000 aber fast verschwindet.

In ganz ähnlicher Weise hat das Po-Delta den alten Ober-italienischen Meerbusen vollständig erfüllt und bildet nun schon einen seit Römerzeiten erst entstandenen, über die allgemeine Küstenlinie hinausrückenden Vorsprung.

Der Nigir strebt mit seinem Delta die Einbuchtung des Meerbusens von Guinea auszufüllen und hat in der That an Stelle der einspringenden Biegung ganz im Inneren desselben schon eine sichtbare Protuberanz zu Wege gebracht. Der Gedis Tschai an der West-Küste von Klein-Asien schiebt sein Delta in den Golf von Smyrna hinein, an dessen Nord-Küste er mündet. Bei fortgesetztem Ausfüllen der gerade an seiner Mündung schmalen Stelle dieses Golfes wird er dessen landwärts gelegenen Theil abschnüren und damit den Hafen von Smyrna in einen Binnensee verwandeln. So ist fast vom Meere getrennt und

nur noch durch einen schmalen Wasserarm mit ihm verbunden die Turtle Bay, Süd-Küste von Texas, durch einen Deltariegel, den der Trinityriver, in die Galveston Bay mündend, vor jenen Theil derselben geschoben.

Von innen regelmässig nach aussen vorschreitend erfüllt der Mackenzie River mit seinem Delta eine schmale fast fjordartig gestaltete Meeresbucht, die sich zwischen hohen Gebirgen südlich vom nördl. Eismeer in das Land hineinzieht, an der Grenze von russisch und britisch Amerika. Aber noch hat die Deltabildung den eigentlichen Küstensaum nicht erreicht und die Mündung des gewaltigen Stromes wird auf der Karte noch durch eine tiefe Bucht bezeichnet, an der man das Vorhandensein eines ausgedehnten Deltagebietes kaum zu erkennen vermag. Ebensowenig tritt uns auf einer Karte die Deltabildung des Sacramento vor Augen, die tief im innersten Theile der vielgewundenen Bay von St. Francisco, der Suisun Bay versteckt liegt. Ehe diese Delta's in die Phase der in das Meer vorgeschobenen Delta's treten, sind noch unmessbare Zeiträume nöthig.

Im Gegensatz zu allen angeführten Beispielen hat aber der Mississippi schon längst die Phase einer ausfüllenden Deltaablagerung hinter sich und erscheint nun in ganz besonders charakteristischer Weise mit weit vorgeschobenem Delta versehen. Das ganze untere Mississippi-Thal aufwärts bis zu der Mündung des Ohio war in der Tertiärzeit ein tiefer nordwärts gerichteter Meeresgolf, der von tertiären Ablagerungen erfüllt wurde. Es blieb nur das breite Rinnsal des Stromes übrig, das sich beiderseitig allmählich mit breiten Streifen von Alluvionen auf sein heutiges Maass einschränkte. Bis zur Ohiomündung hinauf können wir füglich den Anfang des Flussdelta's verlegen. Als ein Ausfüllungsdelta schob es sich und mit sich das Bett des Flusses immer weiter südwärts vor bis es die Mündung der alten Meeresbucht erreichte, etwa dort, wo von Westen her der Red River dem Mississippi zufällt. Nun rückte das Delta, nicht mehr gehemmt durch die seitlichen Schranken der Meeresbucht und sich beiderseitig erbreiternd, als vorgeschobenes Delta in die Bucht von Mexico hinaus. Der Boden, der heute die Stadt Neu-Orleans trägt, ist Deltaboden und liegt schon weit über den ehemaligen Küstencontur hinaus. Von dort aber bis zum Ende des wie ein vorgestreckter Arm mit vierfingeriger Hand hinausgreifenden Delta's liegen heute noch ca. 20 geogr. Meilen lange Alluvionen.

So ergiebt sich denn aus den angeführten Beispielen, dass die Form und Begrenzung der Deltagebiete keineswegs eine bestimmte und charakteristische ist, sondern dass dieselbe vielmehr ausserordentlich verschieden und wechselnd sein kann, jedesmal in erster Linie abhängig von dem Küstencontur an der Mündung des Deltabildenden Flusses.

Da treten denn noch andere wirksame Agentien hinzu, diese Gestalt zu ändern. Dort, wo eine Strömung im Meere vor der Flussmündung vorüberführt, werden auch die Sinkstoffe in dieser Richtung weiter getragen und die Deltaablagerung zeigt ein einseitiges, der Strömung folgendes Wachsthum.

(Min. 31.) Fig. 2.

Auch das zeigt sich deutlich am Mississippi-Delta. Vor seiner Mündung geht eine von W—O gerichtete starke Meeresströmung vorüber und dieser folgend schieben sich die Alluvionen des Flusses immer mehr ostwärts und haben hierdurch auch von der Stelle an, wo das Delta ein vorgeschobenes geworden, von der Mündung des

Red River an, eine östliche Umbiegung des Flussbettes im Gefolge gehabt, die fast einen rechten Winkel beträgt.

In dieser Weise können auch die Delta's den Nehrungen oder Lido's ähnliche Gestalten annehmen. Ein Theil der an der Süd-Küste von Texas sich aneinanderreihenden Bildungen dieser Art müssen gewiss nicht als eigentliche Nehrungen aufgefasst, sondern als echte seitlich verschobene Deltabildungen angesehen werden, deren Fuss oder Anfangspunkt dann auch jedesmal an einer Flussmündung gefunden wird. Dass das auch für einen Theil der ostpreussischen Nehrungen gilt, in deren Haffe die bedeutenden Ströme, wie Weichsel, Pregel, Memel münden, bedarf kaum einer besonderen Erwähnung, sowie ganz allgemein alle Nehrungen und Lido's vor der Mündung von Flüssen nur als eine besondere Art der Deltabildung gelten können. Denn wenn von der Form der Deltaablagerungen abstrahirt wird, besitzen sie sonst das wesentliche Kriterium der Delta's, vorzüglich Alluvionen der von den Flüssen zugeführten Sinkstoffe vor deren Mündungen zu sein.

Auch die Oberflächenbeschaffenheit und Grösse der Delta's ist ausserordentlich verschieden. Die Kerngestalt, die ihnen allen zu Grunde liegt, ist die eines sehr flachen Kegels auf breiter mit dem Meere einsinkender Basis, dessen Oberfläche fast als eine horizontale und meist vollkommen flache Ebene erscheint. Nur in dem ganz ruhigen Wasser der Binnensee'n wird sich die einfache und typische Gestalt ungestört entwickeln können. (Min. 32—33.)

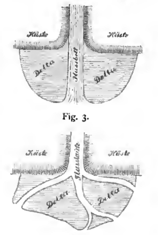


Fig. 3.

Fig. 4.

Die Fortsetzung des Flussbettes erfolgt dann einfach durch die Mitte des Delta's hindurch, das sich gleichmässig auf beiden Seiten ausbreitet (Fig. 3). Sehr oft führt allerdings die Ablagerung der Sinkstoffe gerade vor der Flussmündung zu einer von dieser Stelle beginnenden einfachen oder mehrfachen Gabelung des Flussbettes (Fig. 4).

Da aber die flache und nur wenig über das Wasserniveau aufragende Oberfläche der Delta's diese sowohl den Hochwassern der Flüsse, als auch den Fluthen des Meeres ganz besonders zugänglich und dadurch den Wirkungen der Ueberschwemmungen vielfach unterworfen sein lässt, so ist in Bezug auf die Lage, Zahl und Richtung der Wasserarme, in die sich ein Flusslauf in seinem eigenen Delta zersplittert, ein steter Wechsel und die grösste Verschiedenartigkeit obwaltend. Von 19 Armen, aus denen sich der Ural früher in das kaspische Meer ergoss, sind gegenwärtig nur noch fünf wasserführend. Die Angaben über die Mündungsarme der Rhone schwanken zu allen Zeiten und einen ähnlichen Wechsel zeigen die Mündungen des Rheines, des Nils, des Yang-Tse-Kiang und Mississippi und vieler anderer Delta-bildender Flüsse. In zahllosen Wasserläufen, ein vollkommenes Netzwerk bildend, durchrieseln einzelne Flüsse ihr Delta so z. B. Lena, Nil, Donau u. A., in gleichmässige, kräftige aber nur wenige Wasserarme zerlegen sich andere Flüsse in ihrem Delta, so z. B. der Rewa auf Viti-Levu, einer der Fidschi-Inseln und der Mississippi in seinen 4 äussersten Pässen; endlich ungetheilt mit regelmässi-

ger Fortführung des einen Bettes durchqueren wieder andere Flüsse ihr Delta so z. B. der Ebro. Kurz, soviele Deltas, soviele Verschiedenheiten zeigen sich in ihrer Oberflächenbeschaffenheit. Das zeigt schon, dass locale, mehr oder weniger zufällige Einflüsse im Einzelnen die Gestaltung bedingen.

So ist auch gänzlich verschieden die Grösse und die Mächtigkeit der Deltaablagerungen. Der Flächeninhalt des Ganges- und Bramaputra-Delta's beträgt 8 Millionen Hektaren, die des Mississippi 3 Millionen. Dagegen verschwinden die Delta's der Rhone, des Ebro und die kleinen Alluvionen in den Seen der Schweizer Alpen oder auch den grossen Binnenmeeren der aralo-kaspischen Niederung.

Die Mächtigkeit der Delta's ist natürlich nicht überall bekannt. Sie hängt ab von der Tiefe des die Flussalluvionen aufnehmenden Meeres oder Seebeckens und wächst mit der Entfernung von der Flussmündung. Dass sie in manchen Fällen mehrere 100 Meter beträgt, zeigen Tiefbohrungen die z. B. im Nil-, Mississippi-, Rhonedelta u. a. ausgeführt worden sind.

Ausser den mechanisch mitgeführten Bestandtheilen, dem Detritus, der aus der gesteinzerstörenden Thätigkeit der fliessenden Wasser in den Gebirgen vornehmlich herrührt, sind es chemisch gelöste, anorganische Bestandtheile, die sich wieder abscheiden, pflanzliches und thierisches Material, das sich miteinander vermengt und in mehr oder weniger regelmässiger Folge übereinander schichtet. Im ruhigen Wasser eines Binnensee's werden auch hier die Verhältnisse sich einfacher, regelmässiger gestalten als in dem viel bewegten in Ebbe und Fluth hin und her strömenden Wasser eines Meeres.

Aber das Bild einer aus vielfach verschiedenen und wiederholten Ablagerungen gebildeten Schichtenfolge, mit nahezu horizontaler oder wenigstens nur wenig nach auswärts geneigter Stellung wird doch bei allen Delta's im Allgemeinen zu erkennen sein, so sehr auch die Einzelheiten in den Sedimentbildungen an den verschiedenen Delta's und sogar an verschiedenen Stellen eines und desselben Delta's von einander abweichen. Die gröberen Materialien pflegen in steileren Schichten abgelagert zu sein, die feineren Sand- und Schlammartigen Absätze in flacher Böschung den äusseren Abfall des Deltakegels zu bilden.

Einige Delta's produciren in Folge der Zersetzung der in ihnen abgelagerten organischen, faulenden und verwesenden Substanzen, auffallende Gasexhalationen. Im Po-Delta sind es Kohlenwasserstoffe, die mit einer gewissen Heftigkeit aus Oeffnungen hervorbrechen; im Simeto-Delta erscheinen ähnliche Kohlenwasserstoffexhalationen mit salzigen Wassern zugleich empordringend, und hierhin gehören ohne Zweifel alle sogen. Schlammvulkane, die erweislich auf Delta-artigen Küstenanschwemmungen aufgesetzt erscheinen: so die Schlammvulkane an den Ufern des Caspischen Meeres z. B. auf der Naphta-Insel, die zum Delta des alten Flusses von Amu Deri gehört und ebenso die auf der Westseite gelegenen Bildungen dieser Art bei Baku. Auch die Schlammvulkane von Kertsch und Taman, zwischen dem Schwarzen und Asow'schen Meere gelegen, stehen auf alten Deltaanschwemmungen, die noch heute vor der Mündung des Kubanflusses sich fortsetzen.



(Min. 34.) Fig. 5.

Als das augenscheinlichste Beispiel dieser Art aber können die sogen. Mud-lumps oder Schlammkegel an den Mündungen der Pässe des Mississippi Deltas angeführt werden. Durch das heftige Empordringen der aus der Zersetzung angehäufter organischer Substanzen gebildeten Gase (Kohlensäure, Kohlenwasserstoffe z. Th. brennnbar, Stickstoff) werden Schlammassen und salzige Wassermengen mit emporgetrieben, die um die Austrittsöffnung kleine flache Kegel mit vollkommen kratergleichen Vertiefungen bilden. Diese bleiben oft Jahre lang in wiederholten Eruptionen thätig. Das Innere der in der Regel nur wenige Meter über den Meeresspiegel aufragenden Kegel bildet eine kreisförmige Lagune. Der zu einer sehr festen Masse sich verhärtende Schlamm, aus dem die Kegel sich bilden, giebt ihnen eine gewisse Dauerhaftigkeit. Jedenfalls ist die Analogie der bei den Eruptionen dieser Schlammsprudel beobachteten Vorgänge und des gesammten Mechanismus ihres Kegelaufbaues mit denen an den eigentlichen sogen. Schlammvulkanen beobachteten, eine so vollständige, dass man selbst für die nicht auf einem Delta gelegenen Ausbruchsquellen dieser Art, doch einen Untergrund vorauszusetzen gezwungen ist, der in seiner Beschaffenheit einer Deltaablagerung einigermassen gleicht. Das Wesentliche wird sein, dass er ebenfalls reichlich abgelagerte organische Materie enthält, die durch ihre Zersetzung zu einer starken Gasentwickelung Veranlassung zu geben vermag.

Bei vielen dieser Schlammsprudel wird sich eine solche Annahme als zutreffend erkennen lassen. Die Maccaluba in Sicilien, der am längsten bekannte Schlammvulkan, der seinen eigenen arabischen Namen als Gattungsnamen auf alle Quellen dieser Art übertragen hat, liegt auf dem Boden tertiärer Ablagerungen, für welche eine littorale, Delta-ähnliche Entstehung sowohl aus ihrer Lage als auch ihrer Beschaffenheit unschwer zu erkennen ist.

So ist ferner mit grosser Wahrscheinlichkeit anzunehmen, dass auch auf manchen anderen, älteren Delta-ähnlichen oder jedenfalls littoralen Ablagerungen, die jetzt z. Th. als Glieder aufgerichteter Schichtensysteme erscheinen mögen, in früheren geologischen Zeiten solche Schlammsprudel ihre Ursache und ihre Thätigkeit gefunden haben. Bekanntlich hat man für gewisse Schichten und Erscheinungen in der sogen. Argila scagliosa der Apenninenformation die Thätigkeit solcher Schlammeruptionen als Erklärung herangezogen und besonders hat Th. Fuchs die Entstehung der Flysch- oder Macignoschichten in solcher Weise erklärt.

Ob man aber den Wirkungen blosser Mud-lumps oder Schlammsprudel so ausgedehnte Bildungen zuschreiben dürfe, das muss doch wohl noch für fraglich gelten. Da ist es jedenfalls wahrscheinlicher, dass diese Bildungen zwar mit solchen Schlammeruptionen in Verbindung standen, aber nur indem sie den Untergrund für jene abgaben und hierzu durch eine Delta-ähnliche, littorale Ablagerung befähigt waren. Dem Flysch z. B. verleihen unter anderen die so überaus zahlreich in demselben gefundenen Wurmröhren, die sogen. Hieroglyphen, durchaus den Charakter brackischer, an organischen Bestandtheilen reicher Alluvionen, die ganz einem heutigen Deltaboden entsprechen würden Wenn sie daher auch nicht durch Schlammeruptionen ausschliesslich gebildet wurden, mochten sie doch sehr günstige Bedingungen und die geeignete Unterlage für solche darbieten und die erkennbaren Produkte derselben finden sich daher in diesen Schichten wieder.

Freilich tritt bei vielen sogen. Schlammvulkanen in der hohen Temperatur der Gas- und Wassermengen ihrer Ausbrüche ein echt vulkanischer Umstand hin-

zu. Dieser hängt z. Th. direkt von einem in der Nähe befindlichen vulkanischen Herde ab, ist aber auch die einzige Beziehung zu wirklichen Vulkanen; denn die wesentliche Bedingung bleibt immer die an organischen Produkten reiche Beschaffenheit des Untergrundes dieser Schlammquellen.

Schon aus dem Vorhergehenden ergab sich, dass die Deltabildungen keineswegs auf die Gegenwart beschränkt sind, sondern dass auch in früheren geologischen Epochen sich solche vollzogen. Je älter aber die Periode ihrer Entstehung, um so schwieriger werden sich dieselben noch heute als solche wieder erkennen lassen. Aber manche alte Schichtencomplexe, die als locale littorale Ablagerungen charakterisirt sind, z. B. Conglomerate, die mit feinkörnigen Sanden und feinschlammigen Phylliten wechsellagern, erinnern doch auch in dieser ihrer Structur recht auffallend an Deltabildungen. So ohne Zweifel die littorale Facies in vielen Gebieten der Steinkohlenformation und der Wealden im Südwesten von England; auch gewisse conglomeratartige Bänke, reich an zusammengeschwemmten Pflanzen und Muschelschalen, die in den Sanden der Kreideformation der Umgegend von Aachen auftreten und viele andere Schichten mögen wohl z. Th. aus alten Deltaablagerungen bestehen.

Eine wesentlich andere Frage ist die, wie weit liegen die Anfänge der noch heute im Bau begriffenen Deltaablagerungen hinter uns zurück? Schon die so sehr verschiedene Grösse der Areale, welche durch Deltabildungen geschaffen worden sind, lässt uns wohl vermuthen, dass nicht alle gleiche Zeiträume zu ihrer Bildung verwendet haben. Welch ein Abstand von dem nur etwa 75 Tausend Hektaren Fläche besitzenden Delta der Rhone bis zu den Deltaniederungen des Mississippi mit über 3 Millionen oder des Ganges und Bramaputra mit über 8 Millionen Hektaren Oberfläche! Und wiederum von jenem abwärts bis zu den nur wenige Hektaren umfassenden Delta's in den alpinen See'n!

Aber die Grösse allein giebt uns keineswegs einen Maassstab zur richtigen Schätzung des Alters; denn das Maass des Wachsthums ist bei den verschiedenen Delta's dazu ein allzu sehr verschiedenes. Selbst für ein und dasselbe Delta haben die Versuche, ein jährliches mittleres Wachsthum zu berechnen, zu Resultaten geführt, die durchaus von einander abweichen. So ist denn im Allgemeinen den hierfür gewonnenen Zahlen keine grosse Beweiskraft zuzusprechen. Aber dass das Maass des Wachsthums im Jahre für die verschiedenen Delta's ein ganz anderes ist, hat doch unzweifelhaft sich erkennen lassen.

In beispiellos raschem Fortschreiten ist das Delta des Terek im kaspischen Meere begriffen, so dass das Meer in 30 Jahren um 2 volle deutsche Meilen zurückgedrängt und eine grosse Strecke landfest gemacht wurde. Das Maass des jährlichen Vorrückens würde sich hiernach auf ca. 500 Meter berechnen. Auch am Mississippi ist das Vorrücken ein sehr schnelles, wenngleich es sehr verschieden angegeben wird, von einigen Beobachtern nur auf 20 oder 80 Meter, von anderen auf 350 Meter im Jahre. Ein Beispiel sehr schnellen Wachsthums bietet auch das Po-Delta, an dem sich das Maass der Zurückdrängung vom Meere in der Geschichte der davon betroffenen Orte deutlich verfolgen lässt. Die Stadt Hadria jetzt 35 Kilom. vom Meere entfernt, war noch unter den ersten römischen Kaisern ein Hafenplatz. Ravenna, einst ebenso ein Seehafen, ist jetzt durch 6½ Kilom. Küstenland vom Meere getrennt. Das Wachsthum des Po-Delta scheint in den letzten Jahrhunderten sogar wieder zuzunehmen und mag jetzt im Jahre

ca. 70 Meter betragen. Nur wenige Meter (1—5) beträgt das Wachsthum vieler anderer Delta's z. B. der Donau, des Nil, des Tiber, des Simeto in Sicilien u. A.

So gewinnen natürlich nun auch die Zahlen, die sich berechnen lassen, wenn man einer Altersbestimmung diese Werthe für das jährliche Wachsthum zu Grunde legt, eine selbst für ein und dasselbe Delta sehr schwankende Grösse. Ohne Zweifel sind bei einzelnen Altersberechnungen grosse Uebertreibungen die Folge davon. Für den Mississippi stehen sich Werthe gegenüber wie die folgenden: Das Alter des Delta's soll betragen

4400 Jahre nach HUMPHREYS.
33000 „ „ v. KLÖDEN.
67000 „ „ LYELL.
126000 „ „ VOGT.

Der Unsicherheit dieser Resultate gegenüber, die sich in ganz gleicher Weise z. B. auch für die Altersbestimmungen des Nildelta ergiebt, erscheint es jedenfalls nicht gestattet, ohne Weiteres die höchsten Werthe zu geologischen Speculationen zu verwenden, im Gegentheile scheint uns die Geologie, wenn alle Einzelheiten wohl erwogen werden, eher davon zurückzuhalten, gerade an den Delta's so schwindelnde Zahlen abzulesen.[1])

Man wird sich für die Delta's mit ganz allgemeinen, relativen Altersbestimmungen in der Regel begnügen müssen, so wie sie sich aus den Lagerungsverhältnissen und dem Studium der in den ältesten und tiefsten Ablagerungen eines Delta's eingeschlossenen organischen Reste ergeben. Dann findet man als ganz allgemeines Resultat, dass wohl bei keinem Delta die ersten Anfänge seiner Bildung über die Schwelle der Gegenwart, geologisch gesprochen, hinausreichen, sondern dass sie alle auf Unterlagen aufgeschüttet sind, die den jüngsten Zeiten der diluvialen Epoche oder sogar älterem Alluvium angehören und dass die in ihnen begrabenen Pflanzen und Thiere noch jetzt an jenen Stellen lebenden, kaum veränderten Gattungen angehören.

Wenn es auch im Vorhergehenden mehrfach ausgesprochen wurde, dass alle Deltabildungen auf die gemeinsame Ursache der Ablagerung fluviatiler Sinkstoffe vor der Flussmündung zurückgeführt werden müssen, so ist doch damit allein ihre Entstehungsweise keineswegs ganz erklärt: Die Verschiedenheiten in der Gestaltung, dem Wachsthum der Delta's lassen noch andere mitwirkende Factoren erkennen. Ganz besonders erscheint es auffallend, dass nicht alle Flüsse deltabildend sind, sondern sehr viele jeder vorgelagerten Deltaablagerung zu entbehren scheinen, obschon man doch keinem Flusse den gänzlichen Mangel an Sinkstoffen zuschreiben kann.

So erscheint denn die Möglichkeit der Deltabildung an gewisse Bedingungen geknüpft zu sein, die unabhängig sind von der blossen sedimentirenden Thätigkeit, die allen fliessenden Wassern in wechselndem Grade gemeinsam ist.

Am nächsten liegt es, ein gewisses Maass an suspendirten Bestandtheilen, einen grösseren Reichthum an Sinkstoffen als erste Bedingung zur Deltabildung anzunehmen, so dass die daran ärmeren Flüsse nicht deltabildend werden könnten. Freilich ist der Betrag an mitgeführten Bestandtheilen bei den Flüssen, die ganz besonders schnell wachsende und grosse Delta's besitzen, auch ein ungewöhnlich hoher. So ist es gewiss richtig, das Maass des Wachsthums in Abhängigkeit zu setzen

[1]) Vergl. TH. KJERULF: Einige Chronometer der Geologie, übersetzt von Dr. R. LEHMANN. Berlin 1880. C. Habel.

von dem Maasse der Sinkstoffe. Bei anderen Flüssen mag auch die Armuth an Sedimentmaterial die Bildung eines Delta's verhindern, z. B. bei der Themse. Es giebt aber viele au suspendirtem Material ganz ausserordentlich reiche Flüsse, die dennoch keine Delta's bilden und hinwiederum andere daran sehr arme, die solche Ablagerungen vor ihre Mündung legen. Es kann daher der Sedimentreichthum allein nicht die Bedingung zur Deltabildung sein.

Ebenso wenig ist es die grössere oder geringere Stromgeschwindigkeit, der ein bedingender Einfluss auf die Deltabildung zugeschrieben werden kann. »Der pfeilschnell dahinschiessende Mississippi, der träge dahinschleichende Nil, beide bauen Delta's auf.«

Eine sehr wesentliche Aenderung im Maasse der bis zur Mündung eines Flusses gelangenden suspendirten, besonders gröberen Sedimentstoffe bewirken allerdings Binnensee'n, durch welche ein Fluss hindurchströmt. Es erscheint wohl denkbar, dass durch den hier sich vollziehenden Klärungsprocess, die Möglichkeit zu einer Deltabildung vor der Mündung aufgehoben werde. Dass auch dieses aber nicht durchgreifend der Fall ist, beweist u. A. die Rhone, die im Genfer See ein Delta bildet und doch auch ein solches vor ihre Mündung legt, der Rhein, der trotz des Bodensee's sein Delta gebaut hat, die Newa, die nur 60 Kilometer lang aus dem Ladogasee ins Meer fliesst und doch deltabauend ist und manche andere.

Dass aber dennoch unter besonderen Verhältnissen, wo eben dieser Klärungsprocess mehrfach sich wiederholt und dadurch sehr intensiv wirksam wird, wie z. B. an den Flüssen von Schweden, die eigentlich nur eine Reihe verbundener Seebecken darstellen, die Deltabildung hierdurch unmöglich gemacht wird, das ist durchaus annehmbar.

Eine Bedingung zur Deltabildung ist dann ferner gewiss die nicht allzugrosse Tiefe des aufnehmenden Wasserbeckens vor der Mündung eines Flusses. Die mit Geröllen übermässig beladenen und zur Regenzeit mit reissendem Gefälle ins Meer stürzenden Fiumaren an der ganzen Nordküste Siciliens bilden keine Schuttkegel und Delta's im Meere, da hier die Küstenabfälle steil in grosse Tiefen hinabgehen und daher die Sedimente spurlos verschwinden und auf dem Meeresboden ausgebreitet werden. In der That zeigen auch die meisten delta-bildenden Flüsse vor ihren Mündungen einen seichten, wenig geneigten Meeresgrund: so die Flüsse der Ostsee, des adriatischen Meeres, Nil, Mississippi, Ganges und viele andere. Freilich giebt es auch hier wieder Ausnahmen, so die Küstenfiumaren an der Riviera, die trotz grosser Meerestiefen Schuttdelta's aufrichten und die trotz flachem Meeresgrunde deltafreien Mündungen der Elbe und der Themse.

Auch das Vorhandensein vorausgebildeter Uferwälle ist nicht eine allgemeine Bedingung zur Deltabildung, sondern kann auch nur als ein begünstigender Umstand gelten; gerade an den ins offene Meer hinaus mündenden und deltabildenden Flüssen fehlen diese Uferwälle oder Nehrungen ganz. Die Delta's wachsen aber selbst dort, wo solche vorhanden sind, später ruhig über den Strandwall hinaus.

Auch der Einfluss der Gezeiten auf die Deltabildungen ist weder in bestimmter Weise als so störend, noch als so fördernd zu erkennen, dass wir die Deltaentstehung als irgendwie von ihnen abhängig anzunehmen vermöchten.

Dass gewisse Strömungen im Meere auf die Gestaltung der Deltabildungen Einfluss haben, sowie natürlich die in Flüssen sich ablagernden Delta's immer abwärts der Mündung des Seitenflusses und nicht gerade vor derselben ihre Haupt-

sedimente aufweisen, wurde schon im Vorhergehenden erwähnt. Dass aber solche Strömungen in höherem Maasse überhaupt als begünstigend oder verhindernd für Deltabildungen gelten dürfen, das hat sich aus den bis jetzt vorliegenden Beobachtungen keineswegs ergeben. An Küsten, welche der Einwirkung derselben Meeresströmung ausgesetzt sind, liegen oft nahe bei einander deltafreie und deltabildende Mündungen: Amazonas und Orinoco; und in gleicher Weise liegen Delta's an solchen Küsten, die kaum einer erheblichen Stromwirkung ausgesetzt sind und an solchen, bei denen diese Strömung ausserordentlich kräftig erscheint: Mississippi, Nil.

Aber auf die Gestaltung und die Grösse und ganz besonders auch auf die Richtung des Wachsthums der Delta's üben Meeresströmungen einen sehr vielartigen Einfluss aus, zu dem sich in ähnlicher Weise wirkend auch noch die Thätigkeit der Winde hinzugesellt: diese besonders durch die von ihnen bewegten Meereswellen zerstörend und aufbauend, aber immer umgestaltend, und in manchen Fällen wol auch die Gestalt bedingend. Denn dass durch sehr vorherrschende Küstenwinde auch die Richtung der Ablagerungen vorgeschrieben werden kann, das ergiebt sich schon daraus, dass durch diese Winde auch gleichsinnige Wasserströmungen hervorgerufen werden. So schiebt sich nach E. Reclus unter dem heftigen Blasen des Mistrals das Rhone-Delta mehr und mehr nach Osten.

Aber keinem dieser einer Deltabildung günstigen oder ungünstigen Einflüssen kann eine allgemeine bedingende und daher die geographische Vertheilung der Delta's vollständig erklärende Bedeutung zuerkannt werden. Erst R. Credner hat dieses in einer ausführlichen Arbeit nachgewiesen und dann gleichzeitig es sehr wahrscheinlich gemacht, dass dieser allgemeine bedingende Einfluss auf die Deltabildung in den Niveauveränderungen des Festlandes, in dem Steigen und Fallen des Meeresspiegels gesucht werden müsse. In der That scheint es von vornherein vollkommen verständlich, dass eine noch so intensive Ablagerung von Sedimenten vor der Mündung eines Flusses nicht dazu führen kann, dass ein sichtbares, landfestes Delta entsteht, wenn der Boden des aufnehmenden Meeres in einem stärkeren Maasse einsinkt, als die durch die Sedimentirung bewirkte Erhöhung desselben beträgt. Nur dann, wenn die Sedimentirung eine so starke ist, dass sie das Maass der Senkung zu überwinden vermag, ist auch die Bildung von Delta's nicht ausgeschlossen. Nur an wenigen Küstenstellen scheint aber dieses der Fall zu sein und eine von Credner in der eben angeführten Abhandlung gegebene tabellarische Zusammenstellung aller sinkenden und aushebenden Küsten mit den ihnen zugehörigen Delta's constatirt auf das Auffallendste, dass die Küstenstrecken, an denen Senkungserscheinungen nachweisbar sind, ausnahmslos deltafreie, weit geöffnete und trichterförmige Flussmündungen aufweisen, dagegen die in Hebung begriffenen Küsten auch ebenso mit den deltabildenden Flüssen zusammenfallen.

Bei einigen Flüssen ist der ursächliche Zusammenhang von Hebungs- und Senkungserscheinungen mit der Deltaentstehung ganz besonders deutlich. Der Rhein hat in früheren Zeiten ein sehr ausgedehntes Delta gebildet, dessen landwärts gerichtete Spitze etwa bis in die Nähe von Emmerich verlegt werden kann, dort wo die Dreitheilung in Waal, Leck und Yssel sich vollzieht. Jetzt baut der Rhein sein Delta nicht weiter, im Gegentheil sind seine und der Maas und Schelde Mündungen weite trichterförmige Buchten oder latente Delta's. Zahlreiche Thatsachen und besonders die wiederholten Einbrüche des Meeres documentiren aber

gleichzeitig die noch fortdauernde einsinkende Bewegung der ganzen niederländischen Küsten.

Alle Flüsse des mexicanischen Meerbusens sind ganz besonders deltabildend und die Versandung der Häfen und die Bildung von Inseln und Nehrungen ist dort schnell fortschreitend. Gerade hier aber sind auch allenthalben andere deutliche Beweise für die aufsteigende Bewegung dieser Küsten vorhanden.

Ganz besonders beweisend aber erscheinen die durch v. RICHTHOFEN[1]) mitgetheilten Erscheinungen an der Ost-Küste von China. Hier grenzen in der in den Tshusan- Inseln auslaufenden Gebirgskette ein nördliches Hebungs- und ein südliches Senkungsgebiet aneinander, dadurch haben die ungeheuren Anschwemmungen der Riesenströme des Nordens eine landfeste Ebene erzeugt, während die allerdings geringeren der südlichen Flüsse unter Wasser bleiben.

»An der neutralen Stelle in der Mitte umsäumen breite Schlammbänke im Niveau der Flut das Land. Sollte sich die Bewegung umkehren, so würde die nördliche Ebene unter dem Meere verschwinden, im Süden aber ein Küstenstrich von Alluvialland geschaffen werden.«

So lässt sich das Gesetz der Deltabildung etwa so in allgemeinster Fassung und Kürze ausdrücken:

Alle Flüsse lagern vor ihren Mündungen Sedimente ab, deren Gestaltung, Anordnung und Beschaffenheit durch locale Einflüsse sehr verschieden werden kann. In den ersten Phasen sind alle Ablagerungen dieser Art latent, d. h. vom Meere oder aufnehmenden Wasser bedeckt. Ob sie aus der Phase latenten Bestehens in die des eigentlichen, sichtbaren Delta's übergehen, das hängt in erster Linie davon ab, ob die Küste in auf- oder abwärts gerichteter Bewegung begriffen ist. Einsinkende Küsten oder aufsteigendes Meeresniveau gestatten nur die Bildung latenter Alluvionen; an Stelle sichtbarer Delta's erscheinen hier die trichterförmig erweiterten Flussmündungen oder Aestuarien, daher mit Recht auch als negative Delta's bezeichnet. Sichtbare oder positive Delta's sind nur an aufsteigenden Küsten d. h. mit sinkendem Meeresniveau möglich.

Hierdurch gewinnt denn auch die Eintheilung der Deltabildungen in latente, oder negative und sichtbare oder positive ihre genetische Begründung.

Die geologische Bedeutung der Deltaablagerungen für die Gestaltung und Veränderung der Festlandsmassen geht aus der Betrachtung der Grösse und Mannigfaltigkeit der sichtbaren Delta's vor allem hervor, wenngleich auch die latenten Ablagerungen sowohl in der Erhöhung und Ausebnung des Meeresbodens, als auch in der erhöhten Belastung desselben geologische Arbeit leisten. Von dieser wird noch an anderer Stelle die Rede sein.

Die wesentlichsten Veränderungen in den Reliefs und Conturen der Continente durch sichtbare Delta's sind: Erhöhung der Uferdämme und nach und nach ganzer Uferlandschaften im Unterlaufe deltabildender Ströme; Vereinigung vorliegender Inselgruppen durch vorrückende Delta's mit dem Festlande; Verschmelzung mehrerer Delta's und der ihnen zugehörigen Flussgebiete zu einem einzigen; Ausfüllung von See'n und Binnenmeeren; Theilung von See'n und Abschnürung von Meeresbuchten und hierdurch erfolgende Neubildung abgeschlossener Seebecken.

[1]) Zeitsch. d. Deutsch. geolog. Gesch. 1874. pag. 957; auch bei CREDNER, l. c. pag. 71.

In dem Nachweise und der Erforschung deltaähnlicher Ablagerungen und ihrer Verhältnisse in den älteren Formationen eröffnet sich noch ein vielfache Resultate versprechendes Gebiet geologischer Untersuchung.

Literatur: CREDNER, R., Die Deltabildungen in PETERMANN's Mittheilungen 1878, Ergänzungsband. LYELL, CH., Principles of Geology. Cap. 18 u. 19. 10. Edit. London 1874. RECLUS, ELISÉE, La terre. Tome II. Paris 1869. STOPPANI, ANTONIO, Corso die Geologia, Cap. XIII. Vol. I. Milano 1871. VOGT, C., Geologie. Bd. II. III. Aufl. Braunschweig 1876.

Devonisches System

von

Dr. Friedrich Rolle.

Unter dem Namen devonisches System begreift man eine bis zu ein paar Tausend Meter mächtige Schichtenfolge, welche das silurische System überlagert und gleichwie dieses vorwiegend aus thonigen oder sandigen Ablagerungen, besonders Thonschiefer, Sandstein, Grauwackenschiefer, Conglomeraten u. dergl. besteht und dazwischen noch Lager von Kalkstein oder Dolomit eingeschaltet enthält, seltener auch wohl geringere Flötze und kleinere Nester von Alaunschiefer Anthracit, Rotheisenstein u. s. w. beherbergt. Ueberlagert wird dies Schichtensystem von den unteren Schichten der Steinkohlenformation oder des carbonischen Systems und zwar in der Regel vom meerischen Kohlenkalk (Mountain Limestone). Seinen Namen hat das devonische System von seinem Vorkommen in der englischen Grafschaft Devonshire.

Hierher gehört namentlich der sogen. alte rothe Sandstein (old red sandstone) der Engländer, welcher in Süd-Wales und in Schottland entwickelt erscheint. Dann das rheinische Grauwackenschiefer-Gebiet, welches der Rhein in einer tiefen Rinne zwischen Bingen und Bonn durchbricht, ferner der fossilreiche Eifeler Kalkstein, die Rotheisensteine von Nassau und Westphalen u. s. w.

Für die Abgrenzung des devonischen vom silurischen System ist vor Allem das massenhafte Auftreten der Graptolithen im Silur und das vollständige Fehlen derselben im Devon ein entscheidendes Merkmal. Gleichwohl bleibt eine gewisse Schichtenfolge an der Grenze der beiden Formationen noch einigermassen in Zweifel. Die Grenze nach oben bestimmen Trilobiten, z. B. das letzte Vorkommen von *Phacops latifrons* BRONN und anderer Arten.

Die in der Silurformation schon ausgesprochene Ablösung der jeweiligen Lebewelt einer Zone durch eine neue Flora und Fauna in der darüber folgenden Zone setzt sich im devonischen System fort. Eine grosse Anzahl in der silurischen Lebewelt vertretener Arten, Gattungen und Familien sind im devonischen System bereits erloschen z. B. die Graptolithen, die Cystideen, die Lituiten, eine Anzahl von Trilobiten-Gattungen wie *Calymene* und *Agnostus*, auch einige Korallen, z. B. *Halysites*. Nur die Minderzahl reicht in dieses fort, namentlich nur wenige Arten, z. B. von Brachiopoden, *Atrypa reticularis*, *Strophomena depressa* u. s. w.

Neue Arten, oft auch neue Gattungen und Familien treten an die Stelle der erloschenen Formen und mit ihnen macht sich eine ausgesprochene Ausbildung höher organisirter Lebewesen geltend. Namentlich tritt das Land- und Luftleben mit einer bereits formenreich entwickelten Landflora auf den Schauplatz und es mag auch damals schon eine gewisse Thierbevölkerung das Festland bewohnt haben, deren Reste uns allerdings bis jetzt in fossiler Erhaltung noch nicht bekannt geworden sind.

Im Grossen und Ganzen sind für die gestiegene Ausbildung der organischen Welt im devonischen Zeitalter folgende documentirte Erscheinungen bezeichnend. In der Landflora werden die Vertreter häufiger. Die Gefässpflanzen sind in wachsender Entwicklung. Hier erscheinen bereits Calamiten, Farnen, Lycopodiaceen und Coniferen. In der Meeresfauna zeigen sich namentlich die Fische in entschiedener Zunahme an Zahl der Arten, der Gattungen und der Familien, dabei erscheinen die Ganoiden hier in einigen riesenhaften Gestalten. Eckschuppige Ganoiden erscheinen hier zum ersten Male. Amphibien und Reptilien sind hier noch nicht bekannt. Vieles im Fortschritt der Lebensformen entgeht uns noch zufolge unserer geringen Bekanntschaft mit der Lebewelt des damaligen Festlandes. Es ist aus guten Gründen anzunehmen, dass im devonischen Zeitalter das Festland ausser einer reichlich entfalteten Landflora auch schon Landthiere und Süsswasserthiere z. B. Würmer, Insekten, Krebse und Amphibien besass. Die Landfauna des nachmals folgenden Steinkohlensystems reizt uns zu einer solchen Vermuthung. Ihre Reste sind aber noch nicht gefunden. Auch mögen die Mehrzahl von zartem Bau und zu weich für fossile Erhaltung gewesen sein.

Jedenfalls war in der devonischen gleich wie in der silurischen Zeit das Meer vorwiegend. Die devonischen Ablagerungen gehören alle noch dem Meere an und selbständige Land- und Süsswasser-Schichten sind noch nicht beobachtet. Doch ist im Meeresgebiet des devonischen Systems der Gegensatz der besonderen Facies schon beträchlicher als im Silur-System. Absätze aus tieferem und aus seichterem Meer treten in grösserem Maassstabe hervor.

Korallenreiche Riffbildungen, welche neben zahlreichen Stern- und Röhren-Korallen auch Reste von Crinoideen, Brachiopoden, Trilobiten u. s. w. führen, lassen sich in vielen devonischen Kalklagern — in ausgezeichneter Weise namentlich in den Kalksteinen der Eifel — erkennen und stellen die Absätze aus seichteren Meeresgewässern dar. Nehmen wir unsere heutigen tropischen Riff-Korallen zum Ausgangspunkt, so werden wir auf 30, 40, 50 Meter Tiefe geführt. Auch muss die Riffbildung ausserhalb des Einflusses grösserer Festland-Ströme angenommen werden. Aber auch eine Region der offenen See mit grösseren Meerestiefen muss damals schon bestanden haben und in ihr mag die Hauptheimath der devonischen Pteropoden und Cephalopoden gesucht werden.

Gleichen Alters, aber unter anderen Ablagerungsbedingungen entstanden ist die in Schottland und Süd-Wales weit ausgedehnte Schichtenfolge des old red sandstone. Sie ist von der mehr pelagischen Facies der Devonformation verschieden in Gestein und in Fossilcinschlüssen. Es ist eine Schichtenreihe von Conglomeraten und Sandsteinen mit zahlreichen Resten von gepanzerten Ganoiden *(Pterichthys, Coccosteus, Cephalaspis)* sowie von Dipterinen *(Dipterus, Osteolepis)* und anderen Ganoiden-Formen. Hier fehlen die Korallen und Brachiopoden fast ganz, ebenso auch die Cephalopoden und Trilobiten. Offenbar ist der old red eine Ablagerung aus einem flacheren Meeresgebiet in der Nähe eines Festlandes, dessen Flüsse eine reichliche Zufuhr von Sand, Lehm und Geröllen hereinbrachten. Der old red ist also das litorale, vielleicht selbst brackische Aequivalent der mehr pelagischen übrigen Ablagerungen der Devon-Formation. Das Fehlen der Anthozoen und der Brachiopoden kann auf theilweise durch festländisches Flusswasser ausgesüsste seichtere Meeresbecken oder Buchten bezogen werden, aber eine specifische Brackwasserfauna ist hier wie überhaupt in allen älteren Formationen noch nicht ausgebildet.

Es gab sicher in der devonischen Epoche schon Festländer und Inseln. Sie

beherbergten stellenweise Süsswassersümpfe und einen vielleicht hier und da sehr reichlich entfalteten Pflanzenwuchs, der auch schon Kohlenlager erzeugt haben kann. Einschlüsse von Calamiten, Farnen, Sigillarien, Lepidodendren und Coniferen in devonischen Schichten verkünden die Vegetation des nahen Festlandes. Es treten auch schon in der devonischen Schichtenreihe — wenn gleich nur selten und geringmächtig z. B. im Cypridinen-Schiefer von Nassau — Flötzchen und Nester von Anthracit auf. Wir wissen aber nichts Näheres über die Art ihrer Entstehung.

Man gliedert gewöhnlich die devonische Formation in drei engere Schichtengruppen ab, die sich auch über grosse Gebiete hin ziemlich sicher verfolgen lassen.

Das untere Devon besteht in Deutschland vorwiegend aus Sandsteinen, Sandschiefern (oder Grauwackenschiefern) Thonschiefern (u. a. Dachschiefer). Dahin gehört namentlich der rheinische Grauwackenschiefer mit zahlreichen Brachiopoden (besonders *Spirifer macropterus* GOLDF.) zahlreichen Abdrücken und Steinkernen von Crinoideen-Stielen (oder sogen. Entrochiten), ferner Steinkernen von *Pleurodictyum problematicum* GF. (eine Koralle von zweifelhafter Stellung) hie und da auch Trilobiten (besonders *Homalonotus)*, endlich auch oft mit Zweischalern, wie *Pterinea*, sowie vielen Brachiopoden-Arten.

Das mittlere Devon ist in Deutschland besonders durch Kalksteine vertreten, zu denen namentlich der Eifeler Kalk gehört, an anderen Stellen durch thonigsandige Ablagerungen, wie namentlich in Westphalen. An vielen Stellen, wie zu Gerolstein in der Eifel und zu Villmar in Nassau führt der Devonkalk (oder Stringocephalenkalk) zahlreiche wohlerhaltene Meeresfossilien. So namentlich Korallen, wie *Cyathophyllum helianthoides*, *C. caespitosum*, *Favosites cervicornis Alveolites suborbicularis*, *Aulopora repens* u. s. w. Ferner Brachiopoden, wie *Stringocephalus Burtini*, *Uncites gryphus*, *Spirifer speciosus*, *Orthis umbraculum*. Auch manche Acephalen, Gasteropoden (wie *Murchisonia* und *Macrocheilus)* und Cephalopoden (besonders Arten von *Orthoceras* und *Cyrtoceras)* sind häufig. Die Trilobiten kommen noch in mehreren Gattungen vor. Von ihnen ist *Phacops latifrons* BRONN zu Gerolstein häufig und oft vortrefflich erhalten. Fischreste sind hier eine Seltenheit. Aber Crinoideen in armtragenden Kelchen wohlerhalten und häufig zu Gerolstein wie selten an einem andern Ort. So namentlich die grossen geschlossenen Kelche der *Cupressocrinus*-Arten.

Das obere Devon besteht in Deutschland aus wechselnden Lagern von Schiefern, Kalksteinen und Sandschiefern. Hier treten Goniatiten und Clymenien besonders in den Vordergrund. In anderen Schichten von feinem Thon sind Cypridinen-Gehäuse in zahllosen Mengen ausgestreut. (Weilburg, Dillenburg). Es giebt endlich auch eine Brachiopoden-Facies des oberen Devon und für diese ist *Spirifer Verneuili (S. disjunctus)* bezeichnend.

In Südwales und in Schottland, auf den Orkneys und den Shetlands-Inseln ist die devonische Formation vorzugsweise durch Sandsteine und Conglomerate vertreten, die meist eine braunrothe ocherige Färbung zeigen. Dies ist der alte rothe Sandstein oder old red sandstone der Engländer. Er wird ein Paar tausend Meter mächtig. Dies ist ein eigenthümlich geartetes Aequivalent der drei Stufen des Devon zusammen. Hier fehlen Korallen, Brachiopoden, Cephalopoden, Trilobiten so gut wie ganz. Dafür treten hier die Fische in bemerkenswerther Häufigkeit hervor, nur von Estherien und sehr wenig anderen Fossilien begleitet. Hier ist die Hauptlagerstätte der gepanzerten Ganoiden, namentlich des *Cephalas-*

pis Lyelli Ag. und des *Coccosteus decipiens* Ag. — die »*piscina mirabilis*« von Caethness wie R. Owen sagt.

Bei Dorpat und anderen Orten in Russland erscheint das obere Devon in derselben Facies wie das ganze Devon oder der old red sandstone in Schottland. Auch die Ostseeprovinzen sind reich an Resten grosser gepanzerter Ganoiden. Die Knochen und Panzerplatten von *Asterolepis* und *Bothriolepis* aus diesem Gebiet deuten auf Thiere von etwa 6 bis 10 Meter Länge. Dies sind rundschuppige Ganoiden *(Cycliferi)*.

Nach dieser allgemeinen Erörterung des devonischen Systems betrachten wir im Einzelnen die in demselben fossil vertretenen Klassen und Ordnungen der Pflanzen- und Thierwelt.

Die Meeres-Algen oder Fucoideen treten in den devonischen Ablagerungen so reichlich wie im silurischen System auf, sind aber auch hier meist nur undeutlich erhalten und gewöhnlich so gut wie unbestimmbar, übrigens auch hier in manchen Schichten in grosser Menge der Exemplare abgelagert. Gattungsnamen haben hier nur annähernde Bedeutung. *Haliserites Dechenianus* Goepp. ist in gewissen Lagen des rheinischen Thonschiefers und Grauwackenschiefers in reichlichen Mengen erhalten. Das Laub ist bandförmig und trägt in der Mitte eine erhabene Rippe. Die Spitzen sind eingerollt, was sonst bei Algen nicht vorkommt. *Chondrites antiquus* Goepp. (angeblich nicht zu unterscheiden von silurischen Funden) ist an vielen anderen Stellen in den rheinischen Schiefern in grosser Zahl zu erkennen, u. A. bei Coblenz. Der Thallus dieser Art ist ähnlich wie bei der heutigen Gattung *Chondria* in drehrunde Aeste und Aestchen verzweigt, aber generische Merkmale sind auch hier nicht erhalten.

Die Landvegetation der Devon-Epoche ist in fossilen Resten überhaupt nur spärlich in den Meeresablagerungen vertreten, aber diese spärlichen Funde erweisen schon eine grosse Anzahl von Gattungen, Familien und Ordnungen. Die Landvegetation ergiebt sich darnach — im Vergleich mit den vorausgegangenen sehr wenigen Funden aus dem oberen silurischen System — in beträchtlicher Zunahme begriffen. Mehrere devonisch beginnende Gattungen und Familien sind schon dieselben, die nachfolgend in der Steinkohlenformation in weit reicherer Vertretung an Arten und Individuen-Menge sich wiederholen und hier das Material zur reichlichen Aufspeicherung von pflanzlichem Kohlenstoff geliefert haben. Von letzterem zeigt das devonische System, wie oben schon bemerkt wurde, nur dürftige Spuren. Besonders reich an Resten von Landpflanzen sind die Cypridinen-Schiefer (oberes Devon) von Thüringen und einige devonische Schichten in Nord-Amerika.

Die Gefässcryptogamen sind bereits durch Calamarien, Farnen und Lycopodiaceen vertreten.

Die Calamarien oder Calamophyten, deren Vertreter in der Flora des heutigen Tages die Equiseten sind, erscheinen in devonischen Schichten mit verschiedenartigen Calamiten und verwandten Gattungen, die man aber erst in zerstreuten schwer nach ihrer Zusammengehörigkeit zu ordnenden Fossilresten kennt. Unger beschrieb aus Thüringen seltsame Calamophyten-Gattungen, von denen er den anatomischen Bau des Strunkes oder Stengels beschrieb, ohne die übrigen Theile des Pflanzenkörpers ermitteln zu können. Dahin gehören *Haplocalamus, Kalymma, Calamopteris;* ferner *Calamopitys*, eine calamitenartige Holzpflanze mit centralem Holzkörper, der die Mitte eines Markes oder Parenchyms einnimmt. Ausser diesen Strunken und Stämmen kennt man auch schon beblätterte Zweige

wie *Asterophyllites*, die man theils als Arten einer eigenen Ordnung betrachtete, theils (und neuerdings) für Zweige und Blätter grosser baumartiger Calamophyten nimmt. Dies alles gewährt erst einen knappen Einblick in eine devonische Calamophyten-Flora, die von sehr eigentümlicher Organisation gewesen sein mag und muthmaasslich Stammformen später erst in engerem Rahmen specificirter Familien und Ordnungen enthält.

Von Farnen kennt man aus dem devonischen System nach Wedeln und Wedelstielen (Rhachiden) eine ganze Reihe von Arten und Gattungen, wie *Cyclopteris*, *Neuropteris*, *Sphenopteris*, *Pecopteris* u. a.

Reichlich vertreten müssen in der devonischen Landflora auch die Lycopodiaceen oder Lepidophyten — die Stamm-Formen der heutigen Bärlapp-Gewächse — gewesen sein. Man kennt eine ganze Reihe von solchen, die sehr verschiedene Familien andeuten. *Lepidodendron*, schon im oberen Silur nachgewiesen, ist auch in devonischem Vorkommen bekannt, erreicht aber den Gipfel seiner Entwickelung erst in der Steinkohlenformation. Mehrere *Lycopodites*-Arten, den heutigen Lycopodien schon sehr ähnlich, werden aus devonischen Schichten aufgeführt, bald als beblätterte Zweige, bald in Form von rohen Aststücken, über deren Charakter erst die mikroskopische Untersuchung von Dünnschliffen einigermaassen Auskunft giebt.

Sehr wohlerhalten und gut bekannt ist eine devonische Lycopodiaceen-Gattung *Psilophyton*, die Dawson aus Nord-Amerika (New-York und Canada) beschrieb. Es sind kriechende Stämmchen (Rhizome), welche aufsteigende beblätterte Zweige tragen. Man kennt von ihnen auch die klappig aufspringenden Fruchtkapseln (Sporangien), die schon ganz denen der heutigen Lycopodien entsprechen.

Im Devonischen System beginnen auch die Phanerogamen. Man kennt schon Stengel mit Laub von *Noeggerathia*, einer den heutigen Cycadeen mehr oder minder nahe stehenden Gattung. Die Coniferen oder Nadelhölzer sind in devonischen Schichten von Nord-Amerika bereits durch eine Anzahl von Araucariten *(Dadoxylon)* vertreten. Unger beschrieb aus dem Cypridinen-Schiefer von Saalfeld in Thüringen Stammstücke und Aeste einer sehr merkwürdigen Conifere, *Aporoxylon primigenium*, nach mikroskopischen Dünnschliffen. Sie zeigt einen centralen Markcylinder und um diesen einen geschlossenen Holzcylinder mit Markstrahlen, aber ohne Abtheilung in besondere Jahreslagen oder Jahresringe. Merkwürdiger Weise fehlen dieser devonischen Conifere die Poren (Tüpfel) des Prosenchyms, die sonst bei allen Coniferen auftreten.

Die devonische Landflora ist darnach im Wesentlichen als der Beginn der Landflora der Steinkohlen-Epoche zu bezeichnen. Viele Gattungen und Familien sind beiden gemeinsam. Die fossil bis jetzt aus devonischen Schichten nachgewiesenen vegetabilischen Reste erweisen schon das damalige Vorhandensein einer reichlich gegliederten Land- und Süsswasser-Vegetation, die bereits schon Nadelhölzer und andere Phanerogamen enthielt. Nachfolgend in der Steinkohlen-Epoche gewann diese Flora eine mächtige Fülle mit ausgesprochener Riesenhaftigkeit des Wuchses. Im devonischen Zeitalter scheint dies noch nicht der Fall gewesen zu sein, sei es nun, dass die maassgebenden äusseren Bedingungen des Festlandes (z. B. feuchte Niederungen) noch nicht gegeben waren, oder dass die damaligen pflanzenreichen Bodenbildungen nachmals wieder abgetragen wurden. Wir kennen die devonische Festland-Flora nur aus spärlichen Funden, welche aber eine reichlich entwickelte von den Algen bis zu den Coniferen ausgebildete Vegetation verkünden. Von ihr ist uns sicher erst der geringste Betrag

bekannt und namentlich liefern die Fundstätten von Nord-Amerika noch neue Aufschlüsse.

Dieselben Klassen und Ordnungen nieder organisirter wirbelloser Thiere, die im silurischen System nachgewiesen sind, pflegen auch in den devonischen sich zu wiederholen oder ihre Vertreter fehlen auch wohl durch Ungunst besonderer minder geeigneter örtlicher Erhaltungsbedingungen.

Receptaculites Neptuni Defr. ist ein wichtiges Leitfossil der devonischen Schichten, aber von unsicherer Beziehung zum System der heutigen Thierwelt. Es sind 12—22 Centim. Durchmesser erreichende kalkige Thierstöcke, manchen Seeschwämmen scheinbar ähnlich, aber bei genauerer Untersuchung keineswegs mit denselben übereinstimmend. Vielleicht ist es ein grosser Rhizopoden-Stock. Hierauf deutet ein System feiner Kanälchen, welches die Wandungen der im Stock eingeschlossenen Kammern mit der äusseren Oberfläche desselben verbindet.

Reichlich wie im silurischen sind auch im devonischen System die Anthozoen vertreten und bilden auch in diesem, wie namentlich in den Kalklagern der Eifel ansehnliche Korallen-Riffe. Wie im silurischen System sind es wieder meist vierzählige Korallen, *Zoantharia rugosa* vom *typus tetrameralis* oder *Tetracorallia* und Tabulaten, sowie Röhrenkorallen von unsichrer systematischer Stellung. Viele der Gattungen sind überhaupt beiden Formationen gemeinsam, auch manche Arten fast specifisch ident.

Am häufigsten in den devonischen Kalklagern ist von Tetrakorallien die Gattung *Cyathophyllum* mit einer Anzahl Subgenera. Ein ausgezeichneter Vertreter ist *Cyathophyllum helianthoides* Goldf. Diese Art erscheint bald in einzeln bleibenden Individuen, die kreisrund und flach kegelförmig sind, bald in ausgebreiteten plattenförmigen Individuen-Stöcken, deren Individuen sich an der Oberfläche polygonal zusammendrängen. Die Sterne zeigen bei der einen wie bei der anderen Gestaltung sehr zahlreiche (60—80) und unter einander fast gleich starke Septen, die bis zum Mittelpunkt reichen, wo sie etwas unregelmässig werden. Diese Art ist häufig im Eifeler Kalk zu Gerolstein u. a. O. Auch *Cyathophyllum caespitosum* Goldf. ist gemein im Eifeler Kalk und tritt oft z. B. zu Bensberg bei Cöln als Hauptriffbilder auf. Die Individuen sind bei dieser Art walzenförmig, vermehren sich durch gablige Theilung *(gemmation calicinale)* und bleiben mehr oder minder frei, ohne sich zusammen zu drängen. Septen dünn, 40—50.

Cystiphyllum Lonsd. steht den Cyathophyllen nahe, ist aber ausgezeichnet durch die im Verlaufe des Wachsthums vor sich gehende blasenförmige Auffüllung des Kelchs, wobei der Septalapparat verkümmert und nur randlich bleibt. *Cyst. vesiculosum* Goldf. bildet grosse walzenförmige Individuen von 2—10 Centim. im Durchmesser und ist häufig mit den vorigen zu Gerolstein u. a. O.

Zu den Tetrakorallien zählt man neuerdings auch ein wichtiges palaeozoisches Fossil, die Gattung *Calceola* Defr., die lange den Brachiopoden, denen sie durch ein mit einem Deckel versehenes ungleichklappiges aber gleichseitiges gehäuseartiges Kalkgebilde ähnelt, zugezählt wurde, wiewohl immer Bedenken verlauteten. Neuere Palaeontologen betrachten *Calceola* als eine Deckel-Koralle der Ordnung *Tetracorallia*. Die Wohnzelle ist pantoffelförmig, eher noch einer Schuhspitze ähnlich, mit sehr tiefem Kelch, aussen mit einer runzlichen Schichte (Epithek) belegt. Die Septen sind schwach entwickelt und mehr oder minder als erhabene Längslinien zu erkennen. Das Hauptseptum liegt in der Mittellinie des Kelches und wurde früher, als man *Calceola* zu den Brachiopoden zählte, für einen Theil

des Schlossapparats genommen. *Calceola sandalina* Lam. wird 2,5—5 Centim. lang und findet sich häufig und in guter Erhaltung zu Gerolstein u. a. O. in der Eifel, ferner in Abdrücken und Steinkernen in dem mit dem Eifeler Kalk gleich alten Grauwackeschiefer von Westphalen. Andere *Calceola*-Arten kennt man im oberen Silur und im Kohlenkalk.

Die Tabulaten *(typus hexameralis)* treten ähnlich wie im obersilurischen Kalk, häufig auch im Eifeler Kalk oder der Mittelregion des devonischen Systems auf. *Favosites Goldfussi* d'Orb. von Gerolstein weicht nur wenig vom silurischen *Favosites Gothlandicus* Lin. von Gothland ab. *Favosites cervicornis* Blainv. (*Calamopora polymorpha* Goldf. zum Theil) bildet walzige Stöcke mit walzigen dicht an einander gedrängten, durch reihenständige Poren mit einander verbundenen Wohnzellen. Gemein im Eifeler Kalk zu Bensberg bei Cöln und zu Gerolstein. *Alveolites suborbicularis* Lam. (*Calamopora spongites* Goldf. zum Theil) bildet mehrere Centim. grosse Stöcke mit zahlreichen kleinen Wohnzellen und überwuchert lagenweise andere Korallen. Die Mündungen der Wohnzellen sind unregelmässig verbreitert, etwas dreiseitig, ein einzelnes Septum ist deutlich entwickelt. Diese schwammähnlichen Korallenstöcke sind mit voriger Art häufig zu Bensberg und Gerolstein.

Hierzu kommen im devonischen Kalk eine Anzahl Röhrenkorallen von problematischer Stellung im System. *Aulopora* ist eine dem devonischen System allein eigene Gattung. *Aulopora repens* Walch (*Tubiporites serpens* Schloth.) ist eine häufige und bezeichnende Röhrenkoralle des Eifeler Kalkes von Bensberg und Gerolstein. Der Stock kriecht auf Alveoliten, Favositen, Cyathophyllen in Netzform umher und vermehrt sich reichlich durch Sprossen, die dicht neben den Röhrenmündungen (dem freien Austritt der Thierindividuen des Stockes) hervorbrechen. Man stellt die Auloporen neuerdings zu den Tubiporiden *(typus octomeralis.)*

Häufig und schön erhalten erscheint zu Gerolstein die mit ausgezeichnetem 12zähligem Septalapparat versehene *Astraea porosa* Goldf., *Heliolites*. Diese Art schliesst sich dem silurischen *Heliolites interstincta* unmittelbar an. Man zählt beide neuerdings zu den Helioporiden *(typus octomeralis.)*

Noch bleibt uns ein wichtiges Leitfossil des rheinischen Grauwackenschiefers zu erörtern, dessen systematische Stellung sehr problematischer Art ist. *Pleurodictyon problematicum* Gf. ist ein beiläufig 2,5 Centim. Länge erreichendes flaches elliptisch kreisförmiges, fast nur in Gestalt von Steinkernen und Abgüssen vorkommendes Petrefact, welches man — nach langem Schwanken auf einen Korallenstock bezogen hat und bei den Poritiden *(typus hexameralis)* unterzubringen pflegt. Der Stock besteht aus prismatischen polygonalen Wohnzellen, deren Hohlraum versteinert erhalten ist und seitliche Ausläufer zeigt — welche letztere man dahin deutet, dass sie Poren in den Wandungen der Wohnzellen entsprechen. Die flache Unterseite zeigt eine starke concentrische Runzelung, welche man durch Annahme eines entwickelten Epitheks des gesammten Stockes erklärt. Darnach hatte der Stock von *Pleurodictyum* beiläufig die Gestalt von *Michelinia* unter den Favositiden des Kohlenkalkes. Die problematische Natur dieses merkwürdigen Fossils wird nun noch dadurch gesteigert, dass man fast ohne Ausnahme an der runzligen Grundfläche des Stockes den Steinkern eines wurmartigen im Uebrigen vielgestaltigen Fossils findet, den man anfänglich als einen Theil von *Pleurodictyum* nahm. Neuerdings nimmt man aber an, dass der wurmartige Körper der Steinkern einer Anneliden-Röhre (oder einer *Serpula)* ist,

auf der das *Pleurodictyum* in der Regel sich festsetzte. Gleichviel, wie man das Fossil erklärt, ist jedenfalls *Pleurodictyum problematicum* ein wichtiges vielgenanntes Leitfossil des devonischen Systems, untere Abtheilung, häufig zu Koblenz, Ems u. a. O.

Hydroiden (Quallenpolypen) kannte man lange nicht aus dem devonischen System. Jetzt stellt man zu ihnen die in den Eifeler Kalken reichlich verbreitete Gattung *Stromatopora*, deren schwammähnlicher Stock vordem gewöhnlich bei den Seeschwämmen untergebracht wurde, wofür ihr unregelmässiges Maschengewebe zu sprechen schien.

Stromatopora besteht aus knolligen oder halbkugeligen Massen mit concentrisch blätterigem Bau. Zwischen den dünnen Blättern stehen feine Pfeiler, die ein Blatt mit dem anderen in Verbindung bringen, so zwar, dass ein maschenweiser Hohlraum frei bleibt, der wohl von thierischer Sarkode eingenommen war. *Stromatopora concentrica* GOLDF. bildet zu Gerolstein in der Eifel grosse, bis über ein Meter Durchmesser erreichende Stöcke von parallelen meist wellig verbogenen Kalklamellen, auf denen sich auch oft sternförmige Furchungen bemerken lassen.

Ein Theil der heutigen meerischen Hydroiden bildet eine zahlreichen Polypen-Individuen gemeinsame weiche Grundfläche, die eine kalkige Basalmasse abscheidet. Auf solche an der gemeinsamen Stockbasis kalkabscheidende Hydroiden wird von neueren Palaeontologen auch die devonische Gattung *Stromatopora* bezogen. Doch kann sie auch von anderen niederen Lebewesen der älteren Meere, die zwischen Spongien und Hydroiden mitten inne standen, herrühren (E. HACKEL leitet die Hydroiden von den Spongien ab.)

Die Echinodermen sind im devonischen System — ähnlich wie im silurischen — durch Agelacrinen, ächte Crinoideen, Blastoideen, Echiniden und Seesterne vertreten. Wichtig ist das vollständige Fehlen der Cystideen, die im Silur eine Hauptrolle spielten. Nur die den Cystideen zunächst verwandten, aber mit der ganzen Rückenseite angewachsenen Agelacrinen sind noch im Devonsystem durch eine Art (*Agelacrinus rhenanus* ROEM.) vertreten.

Am meisten in den Vordergrund treten die eigentlichen Crinoideen mit becherförmigem Körper (Kelch), ausgezeichneter Entwickelung gegliederter Arme und stark ausgebildeter gegliederter Säule, deren Glieder (Entrochiten) in Kalksteinen und Grauwackenschiefern oft in zahllosen Mengen abgelagert erscheinen, im Grauwackenschiefer aber nur in Form von Abdrücken und Steinkernen erhalten zu sein pflegen. Hier — wie im palaeozoischen System überhaupt — sind fast ausschliesslich nur getäfelte Crinoideen (*Crinoidea tesselata*) vertreten.

Eine ausgezeichnete devonische Crinoideen-Gattung, deren Arten, wie es scheint, nur im devonischen System auftreten, ist *Cupressocrinus*, mit kräftig gebautem fünfzähligem schüssel- oder becherförmigem Kelch und fünf kräftigen gegliederten, aber ungetheilten Armen, die in Form einer Pyramide zusammenneigen. Ausgezeichnet schön erhaltene *Cupressocrinus*-Kelche, oft noch mit der darauf sitzenden geschlossenen Pyramide der fünf mit gerader Fuge zusammenschliessenden Arme, liefert der Kalk von Gerolstein, der überhaupt für wohlerhaltene Crinoideen eine klassische Fundstätte ist.

Die Ordnung der Blastoideen ist im Devon, wie schon im Silur, nur spärlich vertreten und erreicht eine reichliche Entfaltung erst im Kohlenkalk.

Die Echiniden erscheinen im Devon wie schon im Silur nur durch einige Palechiniden vertreten.

Lepidocentrus Eifelianus MULL. mit schuppenförmig übereinander geschobenen

Täfelchen kommt zu Gerolstein vor. Die Täfelchen tragen zum Theil perforirte Gelenkknöpfe, auf denen kleinere und grössere Stacheln articulirten. Das Gehäuse scheint eine gewisse Beweglichkeit der Täfelchen besessen zu haben.

Die Klasse der Mollusken oder Weichthiere ist im devonischen wie zuvor schon im oberen silurischen System durch das auffallende Vorherrschen der Brachiopoden, wie auch der Cephalopoden ausgezeichnet, aber auch die Acephalen, Pteropoden und Gasteropoden sind mehr oder minder reichlich vertreten.

Die gewöhnlich als Ausgangsform der Mollusken-Klasse betrachteten Bryozoen oder Moosthiere spielen im devonischen System dieselbe Rolle wie im silurischen. Sie erscheinen in zahlreichen gewöhnlich netzartig verzweigten flächenhaft ausgebreiteten Stöcken mit zahlreichen kleinen Wohnzellen der Thierindividuen, aber der genauere Bau der Individuen-Zellen ist bei den devonischen Funden meist nicht mehr zu erkennen.

Die Brachiopoden sind im Devon, wie schon im oberen Silur, ausnehmend reichlich an Gattungen und Arten, gewöhnlich auch an Menge der Individuen vertreten, u. a. im Kalk von Gerolstein und in der Eifel überhaupt. Viele Gattungen sind dem Silur und dem Devon gemeinsam, auch manche Arten wie *Atrypa reticularis* und *Strophomena depressa*.

Spirifer ist reich an Arten und liefert einige wichtige Leitfossilien. *Spirifer speciosus* GOLDF. ist häufig im Eifeler Kalk (mittleres Devon) von Gerolstein u. a. O. Das Gehäuse ist stark in die Breite gezogen und wird am Schlossrand 5—8 Centim. breit. Vier bis sechs flach gerundete vom Wirbel ausstrahlende Falten erheben sich jederseits der Mittelfurche der grösseren und des Mittelwulstes der kleineren Klappe. *Spirifer macropterus* GOLDF. ist voriger Art ähnlich, aber mit zahlreicheren Falten, jederseits etwa 15 oder 16. Diese letztere Art ist bezeichnend für den Grauwackeschiefer (unteres Devon) der Rheingegend, aber gewöhnlich nur in Form von Steinkernen und äusseren Abdrücken erhalten.

Ein wichtiges devonisches Leitfossil ist *Stringocephalus Burtini* DEFR. eine grosse glatte Terebratuliden-Art mit fast kugeligem Gehäuse und oft stark verlängertem Schnabel der grösseren Klappe — in der seitlichen Ansicht fast einem Eulenkopf ähnlich (woher der Name). Das Loch für den Muskelaustritt ist rund und liegt in der Nähe der Schnabelspitze in einem wagrecht gestreiften Deltidium in der grossen senkrecht gestreiften Area. *Stringocephalus Burtini* wird 7—10 Centim. gross und ist ein ausgezeichnetes Leitfossil für die mittlere Abtheilung des Devonsystems und in schöner Erhaltung häufig zu Paffrath bei Cöln.

Ebenfalls für das mittlere Devon bezeichnend ist *Uncites gryphus* DEFR., ein Spiriferide mit spiralem Arm-Gerüste. Das Gehäuse ist bei dieser Art gewöhnlich etwas unsymmetrisch, die grössere Klappe lang geschnäbelt.

Die Acephalen sind im devonischen System in vielen Gattungen und Arten vertreten, die im Allgemeinen denen des oberen Silur einerseits, denen des Kohlenkalkes andererseits sich nahe anschliessen.

Bemerkenswerth ist das Auftreten vieler *Pterinea*-Arten im rheinischen Grauwackeschiefer (unteres Devon) u. a. zu Koblenz, Unkel, Ems, Singhofen. Die Pterineen sind ungleichklappige und ungleichmuskelige Zweischaler, Aviculaceen.

Megalodon cucullatus GOLDF. ist eine ausgezeichnete, grosse dickschalige Art, die zusammen mit *Stringocephalus* im Devonkalk zu Paffrath bei Cöln in schöner Erhaltung vorkommt. Sie wird an 10 Centim. gross und gleicht in der allgemeinen Form sehr den lebenden Isocardien.

Grammysia Hamiltonensis (Pholadomya anomala Goldf.) ist eine der ausgezeichnetsten Arten des mittleren Devon (Hamilton-Gruppe) von New York.

Die Pteropoden sind im Devon durch die stellenweise in zahllosen Mengen auftretenden kleinen schlankkegelförmigem Gehäuse der *Tentaculites*-Arten vertreten. Spärlicher erscheinen die schön gezeichneten grossen, vierseitig pyramidalen Gehäuse der Gattung *Conularia*.

Auf Heteropoden bezieht man die in einer Ebene eingerollten symmetrischen Gehäuse von *Bellerophon*, die zu Gerolstein nicht selten sind.

Die Gasteropoden oder eigentlichen Schnecken sind im Devon reichlich vertreten, vermitteln die obersilurische Fauna mit der des Kohlenkalkes und reichen mit ihren meisten Gattungen durch alle drei Etagen. Häufig sind Arten von *Pleurotomaria, Murchisonia, Turbo, Capulus (Pileopsis), Loxonema* u. s. w.

Ausgezeichnet durch treffliche Erhaltung ist die grosse schöne Art *Macrocheilus arculatus* Schloth. *(Buccinum arculatum)* aus dem Kalkstein von Paffrath. Das spiralaufgewundene spitzkegelig-ovale Gehäuse wird 5—7,5 Centim. lang und hat am Grunde der Mündung eine Andeutung eines flachen Auschnitts, der aber von dem der Buccinen und anderer Canaliferen noch weit entfernt ist. Alle devonischen Gasteropoden sind, gleichwie die silurischen, noch Holostomen (mit ganzrandigem Mundsaum).

Die Cephalopoden sind im Devon wie im Silur reichlich durch Gattungen aus der Abtheilung der Vierkiemer oder Tetrabranchiaten vertreten. Es sind hier aber theils Nautileen, nähere Verwandte der lebenden *Nautilus*-Arten, theils Ammoneen, die von vorigen in mehreren Charakteren — Scheidewänden, Loben und Sipho — abgehen.

Von Nautileen erscheinen die schon aus dem Silursystem bekannten Gattungen wie *Orthoceras, Cyrtoceras, Phragmoceras* u. a.

Wichtiger ist die nur in devonischen Schichten vorkommende Gattung *Clymenia* Munst., die ebenfalls noch den Nautileen zugezählt wird. Das Gehäuse der Clymenien ist scheibenförmig, spiralgerollt, mit zahlreichen Umgängen, die gewöhnlich nur sehr allmählich an Dicke zunehmen. Die Kammerscheidewände sind gegen vorn, wie bei den Nautileen concav, ihre Anheftungslinien meist nur sanft gebogen, bei anderen auch zum Theil in eckiger Form abgeknickt. Der die Kammern verbindende Sipho liegt an der Nabelseite des Gehäuses (endogastrische Einrollung). Die Arten sind häufig in der oberen Region des devonischen Systems und reichen nicht in den Kohlenkalk. *Clymenia laevigata* Münst. hat eine sehr fein gestreifte, fast glatte Schale, die Windungen (etwa sechs) sind flach zusammengedrückt und berühren sich fast nur an der Naht. Vorkommen in Kalkschichten zu Schübelhammer u. a. O. im Fichtelgebirge, auch zu Steinbergen bei Gratz in Steiermark.

Eine wichtige Erscheinung der devonischen Fauna ist das erste Auftreten der Ammoneen oder gekammerten Cephalopoden mit einem an der gewölbten Seite des Spiralgehäuses gelegenen Sipho. (Exogastrische Einrollung). Hierher gehören namentlich die Goniatiten, die Vorläufer der in den mesozoischen Ablagerungen nachfolgenden Ceratiten und Ammoniten, deren Nachkommenschaft erst mit Schluss der Kreide-Epoche erlischt.

Die Gattung *Goniatites* begreift gekammerte spiral eingerollte Gehäuse mit bald frei aneinander liegenden, bald mehr oder minder übergreifenden Umgängen. Der Sipho liegt an der Wölbung der Schale. Die Anheftungslinien der Scheidewände an die Schale — Loben und Sättel — verlaufen mehr oder minder stark

hin und her gebogen, je nach den Arten in sanfter Biegung oder in schärferer Knickung. Sie sind — im Gegensatz zu den Ammoneen der mesozoischen Formationen — immer ungezähnt. Zahlreiche Goniatiten-Arten finden sich namentlich in den rothen Goniatitenkalken und Rotheisensteinen von Nassau und Westphalen, mehrere sind vielgenannte Leit-Fossilien.

Goniatites retrorsus Buch hat sanft gebogene Loben und Sättel. Die Schale ist fein gestreift, die Streifen wenden sich in der Nähe der Schalenwölbung stark nach vorn und in der Mitte derselben wieder zurück. Die Windungen greifen oft so stark über, dass vom älteren Gewinde nur ein enger Nabel offen bleibt. Häufig in der oberen devonischen Schichtengruppe z. B. zu Büdesheim in der Eifel.

Bactrites begreift Ammoneen mit gerade ausgestrecktem Gehäuse, im allgemeinen Umriss den Orthoceren täuschend ähnlich. *Bactrites*-Arten erscheinen besonders auch zu Büdesheim.

Reste von gegliederten Würmern spielen in der devonischen Meeresfauna nur eine sehr untergeordnete Rolle. *Serpula omphalodes (Spirorbis)* bildet kleine spiral eingerollte Kalkgehäuse auf Eifeler Korallen und Conchylien.

Wichtiger sind die Blattfüsser oder Phyllopoden, wiewohl sie hier schon nicht mehr in der überwiegenden Fülle der Gattungen und Arten wie im Silur vorkommen.

Die muscheltragenden Phyllopoden (Familie *Limnadidae)* sind in der Devonformation zum ersten Male durch Estherien vertreten.

Die übermächtig reiche Entwickelung, welche die Trilobiten von der Primordialzone an bis ins obere Silur (dritte Silurfauna Barrande's) zeigen, ist mit Beginn des Devon rasch geschwunden. Die Trilobiten sind von der silurisch-devonischen Grenze an sichtlich in Abnahme nach Arten und Gattungen. Die Ursache dieser Erscheinung, wie so vieler anderen Vorgänge der Urwelt liegt für uns verborgen. Vielleicht ist die Abnahme der Trilobiten eine Folge des Zunehmens räuberischer Fisch-Familien, die ihnen jedenfalls heftig nachgestellt haben mögen. Das devonische System zeigt übrigens immer noch eine namhafte Zahl von Gattungen und Arten der Trilobiten. Vertreten sind besonders die Gattungen *Phacops, Proetus, Homalonotus, Bronteus.*

Eine der devonischen Arten verdient nach Häufigkeit der Individuen und gutem Erhaltungszustand erwähnt zu werden. *Phacops latifrons* Bronn ist häufig im devonischen Kalk (Mittelregion des Devon) zu Gerolstein u. a. O. in der Eifel, auch (besonders in Abdrücken und Steinkernen) in den rheinischen Dachschiefern. Diese Art zeigt grosse facettirte Augen mit 50—100 und mehr Facetten. An der Unterseite des Kopfes ist meist auch noch das Hypostom erhalten. Elf Rumpfsegmente. Die Frage, ob die Trilobiten wirklich keine gegliederten Beine besassen — oder wenigstens Spuren von Ansätzen solcher erkennen lassen — ist besonders an Eifeler Exemplaren dieser Art zur Erörterung gelangt.

Die häufigsten Vorkommen von Entomostraken im Devon-System bestehen in den Kalkgehäusen kleiner Ostracoden oder Schalenkrebse, die in manchen besonders thonigen oder mergeligen Schichten wimmeln. *Cypridina serrato-striata* (eine *Entomis*-Art) ist eine sehr kleine nieren- oder bohnenförmige Schale, die im oberen devonischen System z. B. zu Weilburg und Dillenburg in Nassau zu Tausenden die Schichtenflächen eines feinerdigen Thonschiefers bedeckt. Oberfläche mit punktirten Längsstreifen. Augen durch zwei vor der Mitte der Schale

stehende erhabene Höcker angedeutet. *Cypridina nitida* ist eine etwas grössere Art, die in gleicher Häufigkeit im schwarzen Kalk von Altenau im Harz auftritt.

Die Eurypteriden erscheinen im devonischen wie bereits im silurischen System in sehr merkwürdigen grossen Arten mit grossen gegliederten zum Theil mit Scheeren bewaffneten Beinen. *Pterygotus* wird mehrere Fuss gross und sein knochenähnlicher Panzer veranlasste anfangs zur Stellung zu den gepanzerten Ganoiden.

Die Fische, im Silursystem erst durch spärliche Reste vertreten, unter denen die gepanzerten Ganoiden *(Ganoides tabuliferi)* am besten charakterisirt sind, folgen im devonischen System unter zunehmender Zahl der Arten, Gattungen und Familien. Es sind auch hier nur Selachier und Ganoiden, aber in beiden Ordnungen macht sich eine wachsende Entfaltung der Organisation im Hervortreten einiger neuer Familientypen geltend, die aus dem oberen Silursystem noch nicht bekannt sind.

Reste von Selachiern, Verwandte der heutigen Haie und Rochen, finden sich auch hier in Form zerstreuter Zähne und Flossen-Stacheln (Ichthyodorulithen häufig und deuten auf eine reichliche Vertretung derselben im Meer des devonischen Zeitalters, gewähren aber, da die Zusammengehörigkeit der in besonderen Funden vorliegenden Zähne und Stacheln gewöhnlich problematisch bleibt, nur wenig entscheidenden Aufschluss. Man nimmt namentlich das Vorhandensein von Squaliden, und Cestracionten an, auch wohl schon das von Chimaroiden und vielleicht sind darunter auch schon Reste von Lurchfischen oder Dipneusten zuzulassen.

Die Cestraocionten, in den heutigen Meeren nur durch die Gattung *Cestracion* (besonders den Port-Jackson-Hai, Cestracion Philipi an Australien und Japan) vertreten, sind Knorpelfische mit zwei Rückenflossen, deren vorderster Strahl einen gezähnelten Stachel darstellt und mit einem merkwürdigen pflasterartigen Gebiss, welches zum Zermalmen harter Schalen von Crustaceen und Mollusken geeignet ist. Es besteht in der Mittel- und der Hinterregion der beiden Kiefern aus schrägen Reihen von breiten flachen Mahlzähnen. In der vorderen Region sind die Zähne spitz und denen der gewöhnlichen Haie noch ziemlich ähnlich. Der Rachen trägt also sehr verschiedene Zahnformen. Cestracioniden sind in allen älteren Epochen vom Kohlenkalk an fossil vertreten, im silurischen System noch zweifelhaft, im devonischen System schon wahrscheinlicher. *Ctenodus* Ag aus dem old red sandstone begreift Zähne, die man vorläufig zu den Cestracioniden stellt. Viele Flossenstacheln, darunter die silurisch und devonisch vertretene Gattung *Onchus* sollen derselben Familie entsprechen.

Auf Squaliden oder Haie, Familie der Hybodonten, werden ebenfalls Zähne und Flossenstacheln aus devonischen Schichten bezogen. Reste von Chimaroiden werden aus dem Devon-System von Nord-Amerika aufgeführt. Die amerikanischen Palaeontologen vermuthen hier auch schon den Beginn der Gattung *Ceratodus*, deren in Australien heute noch lebender Vertreter *(Ceratodus Forsteri)* ein Lurchfisch mit Kiemen und Lungen ist.

Alle diese Funde von Selachier-Resten des Devon-Systems ergeben zwar lange Verzeichnisse von Gattungen und Arten, ihre genauere Erkenntniss lässt aber meist noch viel zu wünschen übrig.

Weit besser charakterisirt und zum Theil nach mehr oder weniger vollständigen Skeletten bekannt sind die Ganoiden der devonischen Ablagerungen. Sie erscheinen namentlich im old red sandstone von England und Schottland reichlich

vertreten, sowohl als gepanzerte, wie auch als beschuppte Formen. Wir haben gepanzerte Ganoiden *(Ganoides tabuliferi)*, Verwandte der heutigen Störe — rundschuppige Ganoiden (Cycliferen) die den heutigen Amiaden entsprechen — und eckschuppige Ganoiden (Rhombiferen), welche heute in Nord-Amerika noch durch *Lepidosteus* und in Afrika durch *Polypterus* vertreten sind, in der devonischen Meeresfauna zu unterscheiden. Alle in dieser auftretenden fossilen Formen gehören noch der Abtheilung der ungleichlappig geschwänzten Ganoiden *(Ganoides heterocerci)* an, bei denen das Hinterende der Wirbelsäule sich in den oberen Lappen der Schwanzflosse fortsetzt, so dass diese letztere eine in die Augen fallende Ungleichlappigkeit zeigt, eine Bildungsform, welche übrigens auch noch alle Ganoiden des Steinkohlen- und des permischen Systems charakterisirt.

Die gepanzerten Ganoiden *(Ganoides tabuliferi)* bieten im devonischen System, wie schon im obersilurischen die seltsamsten Formen, einen theils nur den Kopf, theils auch noch den vorderen Rumpf bedeckenden Panzer von kräftigen, mit einer Emaildecke überzogenen Hautknochen (Ganoid-Platten oder Dermal-Knochen) und ein erst theilweise verknöchertes Innenskelett, von dem namentlich die Wirbelsäule noch eine weiche, zu fossiler Erhaltung nicht geeignete Knorpelmasse (*chorda dorsalis* und *chorda*-Scheide) war, wie letzteres auch bei ihren heutigen nächsten Verwandten, den Stören, noch der Fall ist. Man kennt eine Anzahl ziemlich vollständiger Panzer dieser devonischen Knorpel-Ganoiden, aber die ersten noch unvollständigen Funde gaben zu sehr abweichenden Deutungen Anlass. Namentlich rieth man auf Schildkröten. Andererseits zählte man längere Zeit den Panzerganoiden auch die Pterygoten des old red sandstone zu, die sich nachmals als Reste kräftig gepanzerter Entomostraken (Crustaceen) erwiesen.

Durch einen fast geschlossenen Panzer von Ganoid-Platten über den Kopf und den vorderen Rumpf bezeichnet sind die Gattungen *Pterichthys* und *Coccosteus*.

Pterichthys begreift kleine Panzerfische mit seltsamen bepanzerten Vordergliedmaassen, die den Brustflossen anderer Fische entsprechen, aber in der besonderen Bildung von allem abweichen, was man sonst von paarigen Flossen oder Gliedmaassen lebend oder fossil kennt. Der Kopfpanzer articulirt mit dem Rumpfpanzer. Aus letzterem tritt die Hinterhälfte des Rumpfes mit dem Schwanz frei hervor, er trägt einen beweglichen Panzer dünner polygonaler Täfelchen und einige nur selten wahrnehmbare unansehnliche Schwimmflossen. Man kennt einige Arten von *Pterichthys*, die meisten aus dem old red sandstone von Caithness u. a. O. in Schottland. Die am besten bekannte Art ist *Pterichtys Milleri* Ag.

Anders, aber ebenfalls noch höchst seltsam organisirt ist die devonische Gattung *Coccosteus*. Ein geschlossener Panzer von meist an den Nähten unbeweglich verbundenen Knochenplatten mit körneriger Oberfläche überzieht den Kopf und die Vorderhälfte des Rumpfes. Der Kopf war mit dem Rumpf von einem geschlossenen Panzer, einem Kopfrückenpanzer bedeckt, der aber mit dem entsprechenden Bauchpanzer nur locker verbunden war. Der Hinterrumpf mit dem Schwanz tritt frei aus den beiden Vorderpanzern hervor und scheint nackt gewesen zu sein. Die Anlage zur Wirbelsäule war noch knorpelig, trug aber oben und unten schon verlängerte Dornfortsätze oder Gräten (obere und untere *processus)*. Die steifbepanzerten Vordergliedmaassen, die *Pterichthys* bezeichnen, fehlen bei *Coccosteus*, aber der Hinterrumpf und wahrscheinlich auch der Schwanz waren mit Schwimmflossen versehen. Diese Thiere waren schon bessere Schwimmer. *Coccosteus* erscheint in obersilurischen und devonischen Schichten.

Die am besten gekannte Art *C. decipiciens* Ag. wird über ½ Meter lang und stammt aus dem old red sandstone der Orkney-Inseln.

Viel näher der normalen Fisch-Gestalt als *Pterichthys* und *Coccosteus* kommen schon die Cephalaspiden oder Schildköpfe. Bei ihnen verfliessen die Platten an der Oberseite des Schädels zu einem breiten flachen Kopfschild, der zu beiden Seiten in rückwärts gerichtete Ausläufer ausgezogen erscheint. Bemerkenswerth ist die Analogie in der äusseren Gestalt dieses Kopfschildes mit dem mancher silurischen und devonischen Trilobiten — eine Analogie, die aber hier nicht auf Affinität (Stammesverwandtschaft) zu beziehen ist. Auf diesem Schild etwas vor der Mitte gewahrt man zwei kleine einander genäherte länglich-runde Löcher. Man nimmt sie für Augenhöhlen. Kleine schmale dünne Zähne erscheinen am Kieferrand. Der grösste Theil des Rumpfes mit dem Schwanze lag frei und trug nur einen beweglichen Panzer von dünnen Schuppen, zugleich auch stark ausgebildete Schwimmflossen.

Die Cephalaspiden erscheinen mit den Gattungen *Cephalaspis* und *Pteraspis* in ziemlich vielen Arten obersilurisch und devonisch. Sie verschwinden alsbald darnach zusammen mit den übrigen Panzerganoiden. Wahrscheinlich erhielt sich aber irgend ein Zweig dieses Stammes durch die ganze Formationenreihe und lebt heute noch in der mit ähnlichen Knochentafeln ausgestatteten Familie der Störe *(Sturionidae)*, die heute vorzugsweise Bewohner des Süsswassers sind.

Eine zweite Abtheilung der Ganoiden sind die Cycliferen oder Ganoiden mit gerundeten Schmelzschuppen, *Ganoides cycliferi.* Schon in einigen Arten im oberen Silur-System vertreten erscheinen sie reich an Gattungen und Arten im devonischen System mit zwei nahe verwandten Familien *Coelacanthidae* und *Holoptychidae.* Es sind hohlgrätige Ganoiden, *Coeloscolopes* oder Cölacanthen. Sie haben ihren Namen von ihren innen hohlen Gräten und Flossenstacheln. Den Kopf deckt ein Plattenpanzer, der Rumpf trägt dünnere cycloidische Schmelzschuppen. Sie erscheinen devonisch mit mehreren Gattungen. *Asterolepis* hat gröblich gekörnelte strahlig gezeichnete Kopfplatten. Bei *Bothriolepis* erscheinen statt der erhabenen Tuberkeln vertiefte Gruben. Reste beider Gattungen sind häufig in den oberdevonischen Schichten von Dorpat u. a. O. in Livland. Nach der Grösse und Dicke der Kopf-Panzerplatten schliesst man auf Thiere von 6 bis 9 Meter Länge.

Besser bekannt sind die Holoptychier, *Holoptychidae*, deren kräftig entwickelte Glanzschuppen zum Theil mit starker Sculptur versehen sind. Die Zähne erscheinen in zweierlei Gestalt. Zwischen zahlreichen kleineren in Reihen gestellten Zähnchen stehen vereinzelte grosse Kegelzähne. Diese Zähne, die kleineren wie die grossen, zeigen auf dem Querschnitt des Basaltheils labyrinthische Einfaltungen der Zahnsubstanz, ähnlich wie sie in späteren Epochen bei den Archegosauren und Labyrinthodonten (Amphibien) sich wiederholt — ein Charakterzug, der schon als Affinität gedeutet worden ist, hier aber wahrscheinlich nur auf Analogie beruht. Die Holoptychier sind aus den devonischen Schichten mit einer Reihe von Gattungen und Arten fossil bekannt. Die Krone aller dieser Funde ist ein 76 Centim. langes fast vollständiges Exemplar von *Holoptychius nobilissimus* Ag. aus dem old red sandstone von Clashbinnie bei Perth in Schottland. Es zeigt die Bauchseite mit den durch starke Knochenplatten beschützten Kiefern. (Britisches Museum in London). Die Schmelzschuppen sind gross und zeigen eine kräftige längsfaltige Sculptur.

Neu auf dem Schauplatz der geologischen Geschichte erscheinen mit dem

devonischen System die Eckschupper oder eckschuppigen Ganoiden, *Ganoides rhombiferi*, die im obersilurischen Gebiet noch nicht nachgewiesen sind. Devonisch sind die Familien der Dipteriden oder Dipterychier und der Acanthodier.

Die Dipteriden sind schlank gebaute Eckschupper mit zwei hintereinander gelegenen Rückenflossen, was behende Schwimmer andeutet. *Dipterus*, *Osteolepis* u. s. w. sind Dipteriden aus dem old red sandstone von England und Schottland.

Mit ihnen erscheinen auch Gattungen aus der Familie der Acanthodier, welche das Auftreten eines starken Stachels am Vorderrande der Flossen auszeichnet. Die Schuppen sind bei ihnen klein, oft körnerartig und das Schuppenkleid erinnert hier einigermaassen an die sogen. Chagrin-Haut der Haie.

Mit den rundschuppigen und eckschuppigen Ganoiden haben wir die höchsten Vertreter des organischen Lebens im Meere der devonischen Epoche erreicht. Von Amphibien ist noch nichts zu bemerken. Es kann deren wohl auf dem Festland und in Sümpfen schon gegeben haben — hervorgegangen aus Meeresbewohnern, die auf das Festland stiegen, eine neue Heimath sich zu erobern. Aber von diesen ältesten problematischen Amphibien sind keine Ueberbleibsel fossil erhalten, sowie von festlandbewohnenden Thieren überhaupt die Funde im devonischen Schichtengebiet noch nichts erkennen liessen.

Dimorphismus

von

Professor Dr. **Kenngott.**

In dem Artikel »Arten der Minerale« wurde pag. 66 angeführt, dass der geschmolzene Schwefel beim Starrwerden klinorhombisch krystallisirt, während der als Mineral vorkommende Schwefel, so wie der aus einer Lösung des Schwefels in Schwefelkohlenstoff beim Verdunsten des Lösungsmittels krystallisirende orthorhombisch krystallisirt. Hieraus folgt, dass das Element Schwefel zwei verschiedene Arten bildet, welche sich durch ihre Krystallisation unterscheiden, wonach es dimorph (von dem griechischen Worte »dimorphos« von doppelter, zweifacher Gestaltung) ist. Mit dieser doppelten Gestaltung hängen auch gewisse Unterschiede in den physikalischen und chemischen Eigenschaften zusammen.

Diese Erscheinung, dass ein und derselbe Stoff, für welchen dieselbe chemische Formel aufgestellt werden kann, auf zweierlei Weise krystallisirt, zwei verschiedene Arten bildet, wurde als Dimorphismus bezeichnet und Stoffe, welche Dimorphismus zeigen, heissen dimorphe.

Sowie der Schwefel dimorph ist, zwei Arten bildet, wovon jedoch nur die eine, der orthorhombische Schwefel als Mineral vorkommt, sind auch noch andere Stoffe als dimorphe gefunden worden. So ist auch das Element C, der Kohlenstoff dimorph und beide Arten kommen als Minerale vor, der tesseral krystallisirende Kohlenstoff als Diamant, der hexagonal krystallisirende als Graphit, welche beiden Minerale sich sonst noch in ihren Eigenschaften als sehr verschiedene erweisen. — Auch das Metall Palladium ist dimorph, krystallisirt hexagonal oder tesseral.

Als weitere Beispiele des Dimorphismus im Mineralreiche sind anzuführen: Das Einfach-Schwefelzink ZnS, welches den tesseral krystallisirenden Sphalerit (s. pag. 81) und den hexagonal krystallisirenden Wurtzit (s. pag. 83) bildet;

das Halb-Schwefelsilber Ag_2S, welches tesseral krystallisirend den Argentit, orthorhombisch krystallisirend den Akanthit bildet; (s. Artikel »Glanze«)

das Zweifach-Schwefeleisen, FeS_2, welches den tesseral krystallisirenden Pyrit (Gelbeisenkies) und den orthorhombisch krystallisirenden Markasit (Graueisenkies) bildet;

das Zweifach-Arsenkobalt, $CoAs_2$, tesseral als Smaltit, orthorhombisch als Safflorit; das Zweifach-Arsennickel $NiAs_2$, tesseral als Chloanthit, orthorhombisch als Rammelsbergit;

das Zweifach-Schwefel- und Arsenkobalt, $CoAs_2 + CoS_2$, tesseral als Kobaltin, orthorhombisch als Glaukodot;

die arsenige Säure As_2O_3, tesseral als Arsenit, orthorhombisch als Claudetit; das Antimonoxyd Sb_2O_3, tesseral als Senarmontit, orthorhombisch als Valentinit;

die Titansäure, TiO_2, welche auf dreierlei Weise krystallisirt, drei verschiedene Mineralspecies bildet, nämlich den quadratisch krystallisirenden Rutil und Anatus (deren Formen, obgleich in dasselbe System gehörig, nicht auf dieselbe Grundgestalt zurückführbar sind) und den orthorhombisch krystallisirenden Brookit. Somit ist die Titansäure dreigestaltig, trimorph, zeigt Trimorphismus. Dieses Vorkommen eines Stoffes in dreierlei Krystallisation war auch der Grund, die Bezeichnung Dimorphismus (oder Dimorphie) nicht allgemein zupassend zu finden und die Erscheinung verschiedener Gestaltung allgemein aufgefasst als Pleomorphismus oder Polymorphismus oder Heteromorphismus zu bezeichnen. So richtig dies ist, spricht man doch meist von Dimorphismus und dimorphen Substanzen, weil die meisten derartigen Vorkommnisse Dimorphismus zeigen, wogegen dann trimorphe sich den dimorphen anreihen.

Als eine solche trimorphe Substanz ist die Kieselsäure, SiO_2 anzuführen, welche als hexagonal krystallisirende den Quarz bildet, während ausserdem als Mineralart der Tridymit vorkommt, dessen Krystalle wohl auch als hexagonale, aber auf eine andere Grundgestalt bezügliche bestimmt wurden, neuerdings für anorthische erklärt worden sind. Ausser diesen beiden verschiedenen Arten, welche als Minerale vorkommen, wurde orthorhombisch krystallisirte Kieselsäure in einem Meteorstein von Breitenbach in Böhmen gefunden und Asmanit genannt, wonach die Kieselsäure trimorph ist.

Trimorph ist auch das Thonerde-Silicat $Al_2O_3 \cdot SiO_2$, welches zwei von einander verschiedene orthorhombische Species, den Andalusit und den Sillimanit, und eine anorthische, den Disthen bildet.

Als weitere Beispiele des Dimorphismus sind anzuführen:

Das Kalkerde-Carbonat, $CaO \cdot CO_2$, welches hexagonal krystallisirend den Calcit (s. pag. 93) und orthorhombisch krystallisirend den Aragonit (s. pag. 99) bildet; das Kalk-Baryterde-Carbonat $CaO \cdot CO_2 + BaO \cdot CO_2$, welches die orthorhombischeSpecies Alstonit (s. pag. 109) und die klinorhombische, Barytocalcit (s. pag. 109) genannte bildet;

das Wismuthoxyd-Silicat $2Bi_2O_3 \cdot 3SiO_2$, welches tesseral als Eulytin. klinorhombisch als Agricolit vorkommt;

das Kalithonerde-Silicat $K_2Al_2O_4 \cdot Si_6O_{12}$, welches den klinorhombischen Orthoklas und den anorthischen Mikroklin bildet;

das Kalkerde-Silico-Titanat $CaO \cdot 2SiO_2 + CaO \cdot 2TiO_2$, welches den klinorhombisch krystallisirenden Titanit und den orthorhombischen Guarinit bildet;

das tantalsaure Eisenoxydul $FeO \cdot Ta_2O_5$, welches den orthorhombischen Tantalit und den quadratischen Tapiolit bildet;

das Kupferarsen-Sulfid $3Cu_2S \cdot As_2S_5$, welches den tesseralen Dufrenoysit, den orthorhombischen Enargit und den klinorhombischen Clarit bildet, mithin das vierte Beispiel von Trimorphismus ist;

das Silberbleiantimon-Sulfid $3Ag_2S \cdot Sb_2S_3 + 2(2PbS \cdot Sb_2S_3)$, welches klinorhombisch als Freieslebenit, orthorhombisch als Diaphorit vorkommt;

das wasserhaltige Eisenoxydulsulfat $H_2O \cdot FeO + 6H_2O \cdot SO_3$, welches den klinorhombischen Melanterit und den orthorhombischen Tauriscit bildet.

Diese und noch einige andere Fälle verschiedener krystallinischer Gestaltung bei gleicher chemischer Constitution zeigen, dass Elemente und mehr oder minder zusammengesetzte Verbindungen diese Erscheinung zeigen können, und da wir diese nicht nur als eine feststehende Thatsache hinzunehmen haben, sondern auch nach Ursachen geforscht werden muss, so kann man zunächst nur annehmen, dass gewisse äussere Ursachen, gewisse Bedingungen bei der Entstehung der Krystalle vorliegen müssen, wie namentlich die Temperatur einen Einfluss auszuüben scheint. Das Auftreten dimorpher Stoffe war so auffallend, dass man unzweifelhaft bestimmte Bedingungen voraussetzen musste, welche aber nicht allein in äusseren Umständen begründet sein können, sondern es müssen auch die Stoffe in sich selbst Eigenthümlichkeiten zeigen, welche durch äussere Ursachen geändert werden können. In diesem Sinne muss man wieder, wie pag. 160 in dem Artikel »Cohäsion« angedeutet wurde, auf die kleinsten materiell gleichen Theile der Krystalle, auf die Krystallmolecule zurückkommen, welche wie man aus der Spaltbarkeit zu schliessen berechtigt war, vollkommen untereinander gleiche sind.

Die Krystallmolecule einer und derselben Art in diesem Sinne als die kleinsten stofflich gleichen, gleichgestalteten und gleichgrossen Massentheilchen angenommen, müssen durch die Atome gebildet werden, deren Zahl und Lage die bestimmte Gestalt bedingt. Bei elementaren Stoffen muss man annehmen, dass jedes derselben Species zugehörige Krystallmolecul gleichviel und in gleicher Weise aneinander gelagerte Atome enthält, ohne dass es nothwendig erscheint, über die wirkliche Gestalt der Atome sich irgend eine Vorstellung zu machen, für welche man wohl als die wahrscheinlichste die Kugelform annehmen könnte. Bei einer solchen Vorstellung ist keine Schwierigkeit vorhanden, dass derselbe elementare Stoff unter verschieden äusseren Bedingungen verschieden gestaltete Krystallmolecule bilden kann, wenn er aus dem gasförmigen oder tropfbaren Zustande in den starren übergeht und dabei krystallisirt. — Bei zusammengesetzten Stoffen, deren chemische Constitution durch eine bestimmte chemische Formel ausgedrückt werden kann, zeigt die chemische Formel an, dass Atome verschiedener Elemente in einem bestimmten Zahlenverhältnisse vorhanden sind und man kann daher, ohne sich zu sehr in Hypothesen zu vertiefen, annehmen, dass in jedem Krystallmolecule eines so und so zusammengesetzten Stoffes gleichviel Atome der in der Formel angegebenen Elemente und zwar in dem Zahlenverhältnisse zueinander enthalten sind, welches die chemische Formel ausdrückt.

Ist so z. B. die Formel des Calcit (s. pag. 96) $CaO \cdot CO_2$ oder $CaCO_3$, so können die Krystallmolecule des Calcit die Atome Calcium, Kohlenstoff und Sauerstoff nur in dem Zahlenverhältnisse enthalten, welches die Formel ergiebt, auf 1Ca 1C und 3O, gleichviel aus wieviel chemischen Moleculen $CaO \cdot CO_2$ man sich ein Krystallmolecul des Calcit bestehend vorstellen mag, um dadurch

die Gestalt eines stumpfen Rhomboëders zu construiren. Alle Krystallmolecule des Calcit müssen aber dann als aus derselben Anzahl chemischer Molecule $CaO \cdot CO_2$ zusammengesetzt angenommen werden und von der gleichmässigen Anordnung der Atome hängt dann die gleiche Gestalt der Krystallmolecule des Calcit ab. — Da nun der Aragonit (s. pag. 100) als eine verschieden von Calcit krystallisirende Species dieselbe chemische Formel wie der Calcit hat, so enthalten die Krystallmolecule des Aragonit auch die Atome von Calcium, Kohlenstoff und Sauerstoff in dem Verhältnisse, welches die chemische Formel ausdrückt, auf 1Ca 1C und 3O, und müssen als untereinander gleiche aus gleichviel chemischen Moleculen $CaO \cdot CO_2$ zusammengesetzt sein. Die verschiedene Krystallisation aber des Aragonit und Calcit erfordert verschiedene Krystallmolecule und es muss somit die Gruppirung der Atome in den Krystallmoleculen des Aragonit eine andere sein als in den Krystallmoleculen des Calcit, während beide auch verschiedene Spaltungsgestalten haben.

Unter solchen Voraussetzungen gewinnt man die Ueberzeugung, dass die chemische Analyse des Calcit und des Aragonit dieselbe chemische Formel ergeben muss, dass aber der Stoff $CaO \cdot CO_2$ dimorph sein kann und dass der Dimorphismus von der Anordnung, der Aneinanderlagerung der Atome abhängt. Man legt ja auch bei den sogen. organischen Verbindungen, welche nach der Analyse procentisch gleich zusammengesetzt sind, auf die Anordnung, auf die Aneinanderlagerung der Atome ein grosses Gewicht, um dadurch die eventuell hervortretenden verschiedenen chemischen Eigenschaften zu erklären. In dieser Beziehung zeigen auch dimorphe Stoffe, wenn sie zwei krystallographisch verschiedene Arten bilden, ausser der Verschiedenheit in der Form gewisse Unterschiede in den physikalischen Eigenschaften und in den chemischen Reactionen.

Aus diesen Andeutungen über die Möglichkeit einer verschiedenen krystallinischen Gestaltung durch die Verschiedenheit der Anordnung der Atome in den Krystallmoleculen ergiebt sich, dass mit der Zeit noch mehr derartige Stoffe bekannt werden werden und dass man die verschiedene Gestaltung in der durch die Aneinanderlagerung der Atome bedingten Gestaltung der Krystallmolecule liegend annehmen könne, wodurch auch die physikalischen Eigenschaften und chemischen Reactionen bedingt sind. Die Bedingungen der verschiedenen Gruppirung der Atome sind jedenfalls in äusseren Umständen zu suchen, welche bei der Entstehung der Krystalle obwalteten und unter diesen tritt wahrscheinlich die Temperatur in den Vordergrund, welche bei dem Uebergang der gasigen oder tropfbaren Stoffe in den starren Zustand herrschte.

Echinodermen

von

Dr. Friedrich Rolle.

Die Echinodermen oder Stachelhäuter, *Echinodermata*, begreifen eine vielgestaltige Reihe von strahlig gebauten Meeresthieren, bei denen meist die Fünfzahl herrscht und z. Th. in so hervorragender Weise auftritt, als ob ihr Körper ein Stock sei, aus der Verwachsung von fünf besonderen Personen oder Individuen hervorgegangen. Letzteres nimmt namentlich auch E. Häckel an, der die am ausgezeichnetsten aus Strahl-Individuen zusammengesetzten Seesterne *(Asteroidea)* als einen strahligen Stock von fünf den Würmern zunächst verwandten

Thieren betrachtet und von den Seesternen die übrigen Klassen der Echinodermen, namentlich aber die Seeigel *(Echinoidea)* und die Sternwürmer *(Holothurioidea)* unter Nachweisung stufenweise vorgerückter Centralisation der Stock-Individuen ableitet.

Diese Abtheilung des Thierreichs ist eine der formenreichsten und sie erlangt durch die in der unteren Hautschichte oder sogenannten Lederhaut *(cutis)* in mehr oder minder gedrängter Weise vor sich gehende Abscheidung von verschiedengestalteten Kalk-Täfelchen — oder eines aus Kalktäfelchen zusammengesetzten festen, der fossilen Erhaltung fähigen sogenannten Aussen-Skelett's oder Gehäuses oder eigentlich eines inneren Panzerkleides — besondere Bedeutung in Geologie und Palaeontologie. Zahlreiche oft trefflich erhaltene Fossilien verkünden den geologischen Entwickelungsgang der verschiedenen Klassen der Echinodermen und lassen z. Th. ihr Auftreten bis in die Primordialzone (wenn nicht selbst in die noch älteren cambrischen Schichten) zurück verfolgen.

Die sternförmige aus meist fünf Strahltheilen oder Antimeren zusammengesetzte Körpergestalt der Echinodermen hat lange dahin geführt, die Echinodermen als höhere Stufe an die Pflanzenthiere oder Cölenteraten (Hydroiden, Anthozoen u. s. w.) anzureihen, wie dies in Cuvier's Thiersystem noch der Fall war. Seither aber hat die bessere Erkenntniss ihres Baues und namentlich ihrer Entwickelungsgeschichte ihnen eine andere Stellung im System angewiesen und im Besonderen gezeigt, dass sie näher an die Gliedwürmer (z. B. an die Gephyreen und Anneliden) sich anschliessen und daher von ihnen auch unter Vermittelung von Stockbildung und nachmaliger Centralisation abstammen mögen.

Die Echinodermen zerfallen nach ihrer Vertretung in der heutigen Meeres-Fauna in vier Klassen, Seesterne *(Asteroidea)*, Crinoideen oder Seelilien *(Crinoidea)*, Seeigel *(Echinoidea)* und Seewalzen oder Sternwürmer *(Hothurioidea)*. Dazu kommen noch in palaeozoischen Formationen die erloschenen Abtheilungen der Cystideen und Blastoideen, die den Crinoideen am nächsten sich anschliessen und bald als Ordnungen derselben, bald als eigene Klassen betrachtet werden.

Körperform und innerer Bau sind bei diesen verschiedenen Klassen sehr verschiedengestaltig, die Nomenclatur sehr verwickelt, um so mehr als im Verlaufe von Stockbildung und nachmaliger Centralisation eine Ausbildung symmetrischen Baues eintritt und mit den Psoliden bis zur Gestalt eines auf dem Bauch kriechenden Wurms geht.

Da die Echinodermen bald wie die Crinoideen mit dem Mund nach oben festsitzen, bald wie die Asteroiden und Echinoiden mit dem Mund nach unten gerichtet umherkriechen, bald wie die Holothurien sich in Walzenform strecken und den Mund an der Vorderseite führen, ist die Unterscheidung von Ober- und Unterseite, Rücken- und Bauchseite, Vorder- und Hinterseite mannigfach im Schwanken. Was bei einem Crinoiden oben liegt, liegt bei einem Echinoiden unten und bei einer Holothurie vorn. Eine sichere Orientirung ergiebt nur der Mund-Pol des Thieres mit dem central gelegenen Mund 1. auf der Oberseite bei Crinoideen (so wie Cystideen, Agelacrinen und Blastoideen), 2. auf der Unterseite bei Asterien, Ophiuren und Echinoiden, 3. auf der Vorderseite bei Holothuriden (Holothurien, Psoliden und Synapten). Der After steht dem Mund diametral gegenüber bei regulären Echinoiden, Palechiniden, Holothurien. Der After liegt seitlich bei Crinoideen, Cystideen, symmetrischen Echinoiden, vielen Asterien. Während bei den symmetrischen Echinoiden der After die polare Lage verlässt, bleibt dem Mund diametral gegenüber noch ein Scheitel (Apex) mit einer Rosette

von Ovarial- und Ocellartafeln. Der After fehlt ganz bei Ophiuren, bei einigen Asterien, auch bei einigen Cystideen.

Wir müssen uns bestreben, die äusserst zusammengesetzte Organisation der Echinodermen überhaupt und die ihrer einzelnen Klassen kurz abzuhandeln und müssen vieles in dieser Hinsicht aus Zoologie und Anatomie als bekannt voraussetzen.

Am wichtigsten für den Palaeontologen ist die Kenntniss der im Hautsystem und zwar in der unterhalb der Epidermis gelegenen Bindeschicht oder sogenannten Lederhaut *(cutis)* in verschiedenen Graden vor sich gehenden Kalkausscheidungen, da diese für die fossile Erhaltung von Resten der Thiere entscheidend sind und die Weichtheile sich so gut wie gar nicht dazu eignen. Unvollständig ist sie bei den Holothuroiden, die daher auch in fossilem Zustande nur sehr spärlich bekannt sind. Bei ihnen bleibt das Hautsystem vorwiegend weich und beweglich, die Kalkausscheidung vereinzelt. Sie erzeugt hier z. Th. einen Kalkring um den Schlund oder vereinzelte Platten in der Haut. Reichlicher drängen sich die Tafeln der Kalkausscheidung bei Asterien und Ophiuren zusammen. Sie verdrängen hier schon einen grossen Theil der weichen Haut und bilden mit den beweglich bleibenden Resten derselben ein nach mehreren Richtungen noch bewegliches Tafelskelett oder Panzerkleid, welches gewöhnlich als Aussenskelett bezeichnet wird, aber nicht der Epidermis, sondern der darunter gelegenen Lederhaut angehört, also streng genommen kein äusseres Skelett ist, sondern ein unter der Oberhaut entwickelter Unterpanzer.

Sehr ausgebildet ist auch dieses sogenannte Aussenskelett der Crinoideen und hier erreicht die Vielzahl der einzelnen untereinander articulirenden festen Kalktäfelchen ihren höchsten Betrag. Man hat z. B. berechnet, dass bei dem an Westindien lebenden *Pentacrinus caput Medusae* und bei dem im Lias von England fossilen *Pentacrinus Briareus* die Zahl der gesonderten mittelst Gelenkflächen unter einander — und meist beweglich — verbundenen Kalktheile oder Täfelchen — der Säule und ihrer Ranken, des Kelchs und seiner Decke, der Arme und ihrer Fiedern oder *Pinnulae* — auf mehr als 150,000 sich beläuft. Ein Abzählen der einzelnen Skelett-Theile ist hier schon unmöglich und auch die Abschätzung auf ein paar tausend — mehr oder minder — annähernd.

Am weitesten geht die Verkalkung des Hautsystems bei dem eigentlichen Körper (oder Kelch) der Crinoideen und dem Kalk-Gehäuse der Mehrzahl der Echinoideen. Bei ihnen entsteht in der Regel ein unbeweglich geschlossenes Gehäuse, welches auch zusammenhängend in den älteren Formationen erhalten zu sein pflegt. Es ist ein sogenanntes Aussen-Skelett, das die Unterhaut bis auf sehr geringe Reste verdrängt. Die ursprünglich weiche Haut ist hier durch weitgehende Verkalkung vorwiegend starr und unbeweglich geworden. Um Mund und After sind oft grössere Partien weicher Haut übrig geblieben, so dass hier nach dem Absterben des Thieres gewisse Kalkplatten sich leicht ablösen.

Nur bei wenigen in der Tiefsee lebenden Echinoideen der heutigen Lebewelt bleibt ein noch beträchtlicherer Theil der weichen Haut erhalten und ein entsprechender Theil der Täfelung als bewegliches Panzerkleid. Aehnlich ist die bewegliche Täfelung des Gehäuses bei der im devonischen System fossil auftretenden Echinoiden-Gattung *Lepidocentrus*, deren Tafeln sich schuppenartig folgen.

Von den Weichtheilen der Echinodermen interessiren den Palaeontologen neben den Mündungen der Eierstöcke, die bei den Seeigeln in einer meist fünf-

zahligen Rosette am Scheitel stehen und besondere Täfelchen (Eiertäfelchen, Genital-Asseln) durchsetzen — und den Augen, welche bei den Seeigeln mit vorigen alterniren und eigene Täfelchen (Ocellar-Täfelchen, Augentäfelchen) durchbrechen — noch die Füsschen (Ambulacralfüsschen, Pedicellen), welche meist in besonderen Reihen oder Ambulacren stehen. Die Füsschen sind weiche musculose Fortsatze der inneren Haut- und Muskelschicht, welche aus besonderen Poren der Epidermis hervortreten, weit vorgestreckt und zurückgezogen werden können. Bei Echinoiden und Holothurien enden sie in Scheiben, die als Saug- und Haft-Organe verwendet werden können und dem Thiere zur Ortsbewegung dienen. Sie sind hohl und können von dem im Inneren des Thieres verlaufenden Wassergetasssystem mit Wasser erfüllt und wieder entleert werden. Bei den Echinoiden sitzen sie in Reihen, die vom Scheitel zum Mund verlaufen und in (äusserlich gedoppelten an der Innenseite einfachen) Poren besondere Täfelchen oder Ambulacral-Täfelchen durchbrechen. Bei manchen Asteriden sind die Füsschen pfriemenförmig, ohne Saugscheibe und scheinen nur als Fühler oder Tastorgane zu dienen. Ganz fehlen sie den Synaptiden, bei welchen sie durch verkalkte ankerförmige Gebilde vertreten sind.

Nach dem Auftreten der Füsschen-Reihen *(ambulacra)* unterscheidet man ambulacrale und interambulacrale Theile des Körpers, eine Unterscheidung, die besonders bei den Seeigeln oder Echinoiden von grosser Wichtigkeit wird. Die Ambulacren der Echinoiden entsprechen dem medianen Theil der Arme der Asterien. Von den Interambulacren der Echinoiden entspricht je eine Hälfte der Randplattenreihe eines Asterien-Armes.

Hiernach stellt also jedes Ambulacrum eines Echinoiden zusammen mit der angrenzenden Hälfte des rechten und des linken Interambulacrums desselben das Aequivalent eines Asterien-Arms mit medianem Ambulacrum und zwei randlichen Tafelreihen dar — und entspricht einer Person des dem ganzen Echinodermen-Korper zu Grunde liegenden fünfzähligen Thier-Stocks.

Wir müssen betreffs der übrigen vielgestaltigen Einzelheiten des Baues der Echinodermen auf die zoologischen, anatomischen und physiologischen Grundlagen der Palaeontologie verweisen und gehen über zu den besonderen Klassen *Asteroidea* (mit den Asteriden, Ophiuriden und Euryaliden), *Crinoidea* (mit den Crinoideen und Comatulen), *Cystidea* und *Blastoidea* (beide letztere vielleicht nur Hauptordnungen der Crinoideen), *Echinoidea* und *Holothuroidea* (mit den Holothuriden und Synaptiden).

Die Seesterne *Asteroidea (Stelleridae)* bilden den Beginn des Echinodermen-Reichs in systematischer Hinsicht, namentlich nach ihrem primitiven Bau, der noch deutlich Elemente erkennen lässt, die bei den übrigen Klassen schon weiter umgebildet erscheinen. Muthmaasslich entsprechen sie auch der gemeinsamen genealogischen Wurzel, von der die übrigen divergirend ausgingen, am nächsten. Ihr Körper ist meist fünfstrahlig, doch wird bei manchen Arten die Fünfzahl überschritten, was sowohl schon bei silurischen als auch bei heute noch lebenden Arten vorkommt.

Jeder Seestern besteht 1. aus einer kleinen mittleren Körperscheibe mit einer central gelegenen Mundöffnung. Das Thier kriecht auf dem Meeresgrund den Mund nach unten gewendet (Mundseite oder Bauchseite ist hier Unterseite) 2. Am Umkreis der Mittelscheibe und in der gleichen Ebene strahlen fünf oder mehr Arme aus. Die letzteren sind gegliedert und haben eine gewisse Aehnlichkeit im Bau mit Gliedwürmern (Colelminthen) und diese ist keine bloss täuschende

Analogie, wie die mit den Strahltheilen der Korallen, von welcher sich die älteren Zoologen leiten liessen, die aber von unerheblicher Art ist, sondern sie lässt sich in der anatomischen Grundlage verfolgen.

Die *Asteroidea* zerfallen in *Asteriadae*, *Ophiuridae* und *Euryalidae*, namentlich nach der Gestaltung von Mittelscheihe und Armen.

Die Asteriaden oder eigentlichen Seesterne sind durch einen strahlenförmig ausgezogenen Magen ausgezeichnet, von dem soviel lange Blindsäcke auslaufen als Strahlen oder Antimeren vorhanden sind. Auch die Genital-Organe reichen mit Fortsetzungen in die Strahl-Arme. Gewöhnlich ist die Mittelscheibe nicht deutlich von den Armen abgesetzt. Auf der Unterseite der Arme verläuft vom Munde aus eine breite tiefe Furche oder Ambulacral-Furche. In ihrem Grund verläuft ein Arm des Wassergefässsystems und trägt zahlreiche in Reihen stehende Ambulacralfüsschen.

So hat jeder Arm der echten Seesterne seinen Antheil am Magen, den Genitalien, dem Wassergefässsystem und den Füsschen. Gemeinsam allen Armen ist der Mund. Es erscheint auch an der Spitze der Arme noch ein Auge als kleiner rother Fleck.

Darnach betrachtet E. Häckel die Seesterne als erblich gewordene Stockform strahlig verwachsener Personen, die vielleicht durch verwachsene Knospenbildung aus einem älteren von wurmartigen Gliederthieren gebildeten Thierstock abstammen. Nicht nur zeigt der Bau des Armes oder Strahltheiles eines Seesterns grosse Analogie mit dem einzelnen Individuum von gewissen Gliederwürmern (z. B. Gephyreen und Anneliden), sondern auch die aus dem Ei des regulärstrahlig gebauten Seesterns hervorgehende Larve hat keine Aehnlichkeit mit ihrem Mutterthier, sondern zeigt eine bilateral-symmetrische Gestalt und ist überhaupt der Larve von Gliedwürmern, namentlich Gephyreen und Ringelwürmern, auffallend ähnlich. Aus dieser ganz abweichend gebauten Larve geht erst durch Knospung der mehrstrahlige Seestern hervor.

Diese Häckel'sche Hypothese vom ersten Ursprung der Asterien und damit überhaupt aller Echinodermen durch strahlenförmige Verwachsung von einer Anzahl von zusammen auf einem gemeinsamen Stock knospenden Personen schwebt nicht ganz in der Luft. Der Fall steht nicht geradezu vereinzelt im Thierreich, ganz abgesehen von Analogien im Pflanzenreich. Er erscheint auch an den Stöcken von *Botryllus*, Klasse der Tunicaten. Hier kennt man ähnliche strahlige Verwachsungen von Personen. Sie sind mit dem Hinterende verwachsen, sie besitzen am freien Ende jede noch ihre eigene Mundöffnung, dem Personen-Kranz gemeinsam ist der After. E. Häckel nimmt an, dass die ältesten Asteriden gleichfalls am freien Strahlenende ursprünglich einen Mund besassen, der aber nachmals verkümmerte und beruft sich darauf, dass dieses Strahlenende noch jetzt bei den Seesternen zusammengesetzte Augen trägt, welche den am Kopfe der Gliedfüsser (Anthropoden) sitzenden Augen entsprechen. Jedenfalls steht fest, dass weder die lebenden noch die fossil bekannten Seesterne in Organisation und Entwicklungsgeschichte sich an die Pflanzenthiere oder Zoophyten (Hydroiden und Anthozoen) anschliessen — und allem Vermuthen nach sind sie auch von anderer Abkunft.

Die Asteriaden treten frühe in fossilen Resten auf und reichen in den Meeresablagerungen vom Silur-Systeme bis zu den jüngsten Formationen, leben auch noch zahlreich in allen Meeren. Die reichliche Kalktafeln-Bildung in ihrer Lederhaut *(cutis)*, die ein fast geschlossenes aber noch nach mehreren Richtungen be-

wegliches Panzerkleid erzeugt, befähigt sie zu vortrefflicher Fossil-Erhaltung, doch sind in vielen Funden die maassgebenden Theile der Bauchseite von Scheibe und Armen nicht deutlich erhalten, in anderen Fällen ist das Kalkskelett ganz in lose Täfelchen zerfallen, so dass viele fossile Formen nur annähernd sich in das zoologische System einreihen lassen.

Im palaeozoischen Schichten-Systeme eröffnen die Asteriaden mit einer Anzahl von eigenthümlichen Gattungen, welche von denen der jüngeren Formationen und der heutigen Meere mannigfach abweichen und zum Theil die Körperform der heutigen Ophiuren mit der ambulacralen Armfurche der Asterien verknüpfen. Dahin gehören namentlich die *Encrinasteriae*, bei denen die Ambulacral-Platten die Ambulacral-Furche der Arme wechselständig einfassen, während deren Stellung bei den typischen Asterien gegenständig ist.

Eine ausgezeichnete Gattung ist *Aspidosoma*. Die äussere Körpergestalt ist die einer Ophiure, eine flache gerundet fünfseitige Mittelscheibe, von der fünf schmale, deutlich abgesetzte Arme ausstrahlen. Die Unterseite der Arme zeigt jederseits eine einfache Reihe glatter Randplatten, welche die mediane Ambulacral-Furche unmittelbar einfassen. *A. Arnoldi* Goldf. aus den unteren devonischen Schichten (Dachschiefer) von Winningen bei Coblenz hat eine Mittelscheibe von 14—25 Millim. Durchmesser und fünf schlanke bis 20 Millim. lange Arme.

Zahlreich sind die Gattungen und Arten der Asterien in den mittleren und jüngeren Formationen. In manchen Sandsteinlagern liegen sie häufig auf den Schichtenflächen ausgebreitet, oft zusammen mit Ophiuren, aber gewöhnlich in unbefriedigendem Erhaltungszustande. Lose Täfelchen sind häufig im oberen Jurakalk und in der weissen Kreide.

Die Ophiuriden oder Schlangensterne, *Ophiuridae*, schliessen sich den Asteriaden nahe an und namentlich treten unter den palaeozoischen Formen schwankende zwischen der einen und der anderen Ordnung vermittelnde Gattungen auf. Im Allgemeinen weichen die Ophiuriden um einen beträchtlichen Schritt weiter als die Asterien von dem zu Grunde liegenden fünfzähligen Personenstock ab, die Centralisation der Strahl-Personen ist weiter vorgerückt, sie haben namentlich ihren besonderen Antheil am Magen verloren und spielen nur noch die Rolle von Bewegungsorganen des ausgeprägteren Individuums der Körperscheibe, welches die übrigen Organe aus den Armen an sich gezogen hat.

Körperscheibe und Arme sind bei den typischen Ophiuren deutlich von einander abgesetzt. Die Körperscheibe ist flach scheibenförmig, rundlich oder fünfeckig. Der fünfstrahlige Mund steht in der Mitte der Unterseite, er führt zu einem in Blindsäcke gestrahlten Magen, aber die Blindsäcke setzen sich nicht mehr in die Arme fort, wie bei den Asterien. Die fünf langen schlanken einfachen stets unverästelten Arme entbehren einer offenen medianen Ambulacral-Furche und sind mit besonderen Rücken-, Bauch- und Rand-Schuppen besetzt.

Die Ophiuren leben zahlreich in allen Meeren, auch noch in grossen Meerestiefen, sie kriechen wie die Asterien auf dem Meeresboden umher, wozu ihnen besonders ihre schmalen gegliederten schlangenartig biegsamen Arme behilflich sind.

Die Ophiuren beginnen zusammen mit den Asteriaden schon im silurischen System, aber hier wie auch noch im Kohlenkalk mit schwankenden Gattungen. Ihre Arme zeigen an der Bauchseite noch Charaktere, die an die ambulacrale Gestaltung der Asterien-Arme erinnern. Die Mediane derselben scheint noch

nicht durch besondere Ventral-Schilder bedeckt zu sein. Dahin gehort *Protaster* FORB. mit obersilurischen und carbonischen Arten.

Echte typische Ophiuriden zeigen sich von der Trias an. *Aspidura scutellata* BLUMENB. (*Ophiura loricata* GOLDF.) ist eine kleine Art aus dem Muschelkalk von Villingen (Baden), Göttingen u. a. O. Die rundliche flache Mittelscheibe hat 2—3 Millim. Durchmesser und zeigt auf der Unterseite den centralen Mund von zehn Täfelchen im Kreise umgeben. Die kurzen breiten Arme zeigen auf der Rückenseite drei Tafelreihen, auf der Bauchseite eine von jederseits einer Tafelreihe eingefasste mediane Furche.

Die Euryaliden oder Medusenhäupter, *Euryalidae*, sind Ophiuriden mit vielfacher Gabelung der fünf auf der Rückenseite gerundeten biegsamen Arme. Die Haut der Arme ist einfach gekörnelt. Die Euryaliden erlangen durch die mehrfache Gabelung der Arme ein den Comatulen sehr nahe kommendes Ansehen. Sie schwimmen nicht, sondern kriechen wie die Ophiuren auf dem Meeresboden einher.

Wenige Gattungen und Arten leben in den Meeren, namentlich der wärmeren Breiten, andere in grossen Tiefen des arktischen Meeres, wie *Astrophyton Linckii* MÜLL. TROSCH. im Lancaster-Sund in mehr als 1500 Meter Tiefe.

Man kannte lange keine fossilen Reste von Euryaliden, neuerdings werden Funde, die aber noch näherer Bestätigung bedürfen, aus dem oberen Silur, dem Kohlenkalk und dem unteren Lias aufgeführt.

Die Klasse der Crinoideen oder Seelilien, Haarsterne, *Crinoidea*, steht von den Seesternen ziemlich weit ab. Die Crinoideen scheinen sich schon sehr frühe von der gemeinsamen aus der verwachsenen Knospung von fünf Personen entstandenen Grundform der Echinodermen abgezweigt zu haben, denn es werden schon aus dem cambrischen Systeme Crinoidenstiele aufgeführt und in der zweiten Silurfauna (Oberregion des unteren Silur) sind sichere Crinoideen schon reichlich bekannt. Die weitere Umbildung geschah hier unter Anwachsung auf einem festen Gegenstand mittelst eines gegliederten biegsamen Stieles, wobei sich der Körper becherförmig gestaltete, Mund und After sich nach der abgeplatteten Oberseite wandten, die Arme aber den Charakter von Organen des centralisirten Thiers annahmen und sich über der Mundseite desselben als schützender Busch zusammenneigten.

Jedes Crinoid besteht im Allgemeinen aus 1. einer gegliederten Säule, die oft noch von gegliederten Ranken oder Hilfsarmen, *cirrhi*, wirtelförmig umgeben erscheint, 2. aus einem becher- oder knospenförmigen radial getäfelten Körper, dem Kelch, *calix* und 3. aus gegliederten Armen, die oft noch gegliederte Fiederarme oder Seitenarme, *Pinnulae*, tragen. Manche Formen lösen sich auch, wie die Comatulen in einer gewissen Altersstufe vom Stiele ab und schwimmen oder kriechen dann frei umher, diese sind dann leicht mit Euryaliden zu verwechseln.

Meist ist ein gegliederter Stiel, *columna*, vorhanden, der oft eine ansehnliche Länge erreicht, in der Mitte von einem gemeinsamen Strang (Nahrungscanal) durchsetzt wird und auf den Gelenkflächen der einzelnen Glieder (Entrochiten) meist eine strahlige oder blumenkronenförmige Zeichnung führt. Die verkalkten Stielglieder setzen in den älteren Formationen oft mächtige Kalkbänke fast für sich allein zusammen. Selten ist der Kelch des Thieres mit der ganzen Unterseite (Rückenseite) unmittelbar auf einer festen Unterlage aufgewachsen, wie beim lebenden *Holopus Rangii* D'ORB.

Der Körper oder Kelch der Crinoideen besteht aus einer Anzahl von Kalk-

täfelchen in radialer Anordnung, gewöhnlich in der Fünfzahl. Meist ist ihre Zahl mässig, oft sehr gering. An das oberste Säulenglied schliessen sich nach oben fünf Täfelchen an, die den untersten Tafelkreis bilden, sie heissen Becken-Täfelchen oder *Basalia*. Darauf folgen nach oben noch ein oder mehrere Tafelkreise. Die auf die Basalien nach oben anschliessenden Tafeln heissen *Radialia* (in erster, zweiter und dritter Ordnung sich folgend). Zwischen ihnen schalten sich gewöhnlich noch Zwischentafeln, *Interradialia* ein (zum Theil ebenfalls in mehreren Ordnungen über einander folgend.) Auf der meist verbreiterten Oberseite *(Perisoma)* liegt der centrale Mund, oft in Ambulacral-Furchen auslaufend. Seitlich auf der Oberseite liegt der After in einem von zwei der letzteren eingefassten Zwischenfelde. Meist ist die Oberseite des Kelches durch ein zahlreiches Getäfel kleiner vielgestaltiger Kalktäfelchen geschützt. Bei einigen fossilen Formen *(Cupressocrinus)* fehlt ein kalkiges Kelchdach. Die Oberseite scheint hier häutig geblieben zu sein.

Den Rand der Kelchoberseite umstehen die Arme, meist in der Fünfzahl, den 5 Armen der Asteroideen entsprechend oder am Rand schon verdoppelt. Sie zeigen sehr verschiedene Gestalt. Bald sind sie einfach, nur aus wenigen Gliedern zusammengesetzt und schliessen in Pyramidenform gegen oben zusammen, wie bei *Cupressocrinus*. Bald sind sie gabelförmig verästelt, zahlreich gegliedert mit zahlreichen ebenfalls gegliederten Pinnulen besetzt und bestehen dann oft wie bei lebenden und fossilen *Pentacrinus*-Arten aus vielen tausenden einzelner articulirender Kalk-Stücke.

Wir können nicht in alle Einzelheiten des mannigfach zusammengesetzten Baues des Crinoiden-Körpers eingehen.

Die Crinoiden sind in den älteren und mittleren Formationen ausserordentlich reich an Arten und Gattungen vertreten. Die zweite und dritte Silurfauna hat allein nach BARRANDE's Rechnung (vom Jahr 1872) schon 353 Arten geliefert. So sind die Crinoiden auch noch im Jura zahlreich vertreten, in der Kreide-Formation vermindert sich die Zahl ihrer Arten merklich und in den verschiedenen Stufen des Tertiär-Systems sind sie sehr selten.

Lange galten sie für eine erloschene Klasse der Thierwelt, bis 1755 GUETTARD den ersten lebenden Vertreter derselben aus der Tiefe des Meeres an Cuba beschrieb, dies ist *Pentacrinus caput medusae* MILL. Dazu kam im Jahr 1827 die Entdeckuug eines zweiten Pentacrinen an der Küste von Irland, *Pentacrinus europaeus* THOMPSON. Diese zweite Art hat sich aber als Jugendform einer *Comatula* herausgestellt. Der Thierkörper löst sich hier in einem gewissen Alter vom Stiel ab, schwimmt als freies Thier davon und stellt nun eine *Comatula* dar. Dieser *Pentacrinus* ist also nur ein vorübergehender Jugendzustand einer *Comatula*.

Aber das auffallende Zurücktreten der Crinoiden mit Ende der Kreideformation, ihre Seltenheit in der heutigen Meeresfauna hat sich inzwischen ebenfalls als etwas bloss scheinbares herausgestellt. Die neueren Tiefseeforschungen zeigten, dass noch ein ungeahnter Reichthum von Arten und Gattungen der Crinoideen in grossen Meerestiefen (von 80 bis zu 2800 Faden), fortlebt. SARS fand 1864 den *Rhizocrinus Loffotensis* in mehreren hundert Faden Tiefe an den Loffoden (Norwegen). Eine Menge anderer Funde reihen sich daran. Die in der Jugend auf einem Stiel sitzenden, dann sich loslösenden Comatulen wurden an Japan in der mächtigen Tiefe von 2800 Faden (1000 Faden=1829 Meter) nachgewiesen. Dabei ist die Individuen-Menge der in der Tiefe lebenden Crinoiden oft beträchtlich. A. AGASSIZ erhielt auf Felsgrund bei Sand Key das Netz so

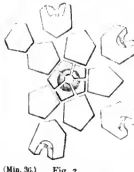
voll Rhizocrinen, als sei es durch einen Wald von Crinoiden gegangen. Diese Ergebnisse der Tiefsee-Forschungen sind in Bezug auf die Kenntniss der noch lebenden Crinoiden und ihrer Wohnsitze noch so neu und zugleich so überwältigend reichlich, dass man zur Zeit noch nicht alle Consequenzen für Geologie und Palaeontologie daraus zu gewinnen im Stande ist. Eines leuchtet aber schon mit Evidenz daraus hervor, nämlich dass die grosse Seltenheit der Crinoiden in den verschiedenen Meeresschichten des Tertiär-Systems nur scheinbar ist, sich nur auf die seither allein gehobenen Ablagerungen aus seichteren Meeresgebieten beschränkt und für die tertiären Tiefsee-Ablagerungen nicht gilt. Diese sind unbekannt, sie liegen noch unentwegt in den Tiefen des Oceans, aus dem sie entstanden. Ihre Fauna kennen wir nicht. Sie erweist sich im System der Palaeontologie als eine Lücke, deren Ergänzung wir nur aus Vergleichung zwischen der fossilen Meeresfauna der Kreide-Formation einerseits, der abyssischen Fauna der heutigen Meeres-Abgründe andererseits erhalten können. Und diese Lücke wird wahrscheinlich nie vollständig ausgefüllt werden und immer Gegenstand der Speculation bleiben.

Die echten mit Armen versehenen Crinoiden *(Crinoidea brachiata)* zerfallen in getäfelte *(Tesselata)* und gegliederte *(Articulata)*. In beiden Abtheilungen können gestielte, mit breitem Kelchgrunde aufgewachsene und frei lebende vorkommen. Dazu kommt noch eine dritte etwas zweifelhafte Ordnung *(Costata)*, die nur fossil gefunden ist.

Die getäfelten Crinoiden oder Tesselaten *(Crinoidea brachiata tesselata)* gehören meist der palaeozoischen Fauna an und sind alle erloschen. Ihr Kelch besteht aus hohen aber dünnen Täfelchen, die aufrecht ohne besondere Articulirung übereinanderfolgen. Die Oberseite (Mundseite) zeigt meist ein feines vielzähliges Tafelwerk oder Mosaik ohne Ambulacral-Furchen. Es ist wahrscheinlich ein äusseres Schutzdach des eigentlichen *Perisoma's*. Die Arme sind bald mehr bald weniger entwickelt, im ersteren Fall verästelt, immer ohne ambulacrale Rinne. Der Stiel ist in der Regel vorhanden, gewöhnlich cylindrisch, fast immer ohne seitliche Hilfsarme oder *cirrhi*.

Hierher gehören eine grosse Anzahl von Gattungen, die von der oberen Region der unteren Silurformation (zweite Silurfauna) an bis in den Kohlenkalk mit einer Menge von Arten auftreten, wie *Poteriocrinus*, *Rhodocrinus*, *Platycrinus*, *Ctenocrinus* u. s. w. Im Zechstein (permisches System) sind die Tesselaten schon selten und im ganzen mesozoischen System bleiben sie selten. Die letzten erscheinen in der Kreide-Formation, mit der sie erlös chen.

(Min. 35.) Fig. 1. *Cyathocrinus planus* MILL. Kelch und Arme. Aus dem Kohlenkalk von England.



(Min. 36.) Fig. 2. *Cyathocrinus planus* MILL. Täfelchen des Kelches.

Eine merkwürdige Crinoiden-Gattung des devonischen Systems ist *Cupressocrinus*, wahrscheinlich ein Tesselate, aber eigenthümlich abweichend. Der kräftig gebaute fünfzählige Kelch ist becher- oder schüsselförmig und besteht aus dem obersten fünfseitigen Säulenglied, darüber

fünf Beckentäfelchen oder Basalia von fünfseitiger Gestalt und über diesen und mit ihnen alternirend fünf ebenfalls pentagonalen Radialien. Zu oberst folgen noch fünf schmale niedere Tafeln (Radialien zweiter Ordnung), die dazu dienen, die Articulation der fünf Arme mit dem Kelch zu vermitteln. Die Cupressocrinen besitzen nicht die getäfelte Kelchdecke der Tesselaten, wahrscheinlich blieb bei ihnen die den Mund umgebende Haut zeitlebens weich, ohne Kalktäfelchen auszuscheiden. Statt dessen zeigt sich etwas tiefer im Kelch ein eigenthümliches kalkiges Innengerüste in Form einer fünfblättrigen Blume. Es enthält Oeffnungen für den Durchgang der Speiseröhre zu Mund und After, sowie fünf randliche Löcher für die Ausmündung der Eierstöcke u. s. w. Ueber dem Kelch, mit dem obersten der drei Platten-Kreise articulirend, erheben sich die fünf kräftigen, aus mehreren Platten (2 bis 20) bestehenden einfache (nicht verästelte) Arme, die zum Schutz des Thieres sich in Form einer fünfseitigen Pyramide zusammenlegen konnten. Die Stielglieder (Entrochiten) zeigen einen mittleren Canal und vier umgebende kleinere, für den Durchgang musculoser Stränge. Die Säule trug wirtelweise gestellte Hilfsarme (Ranken, *cirrhi)*, die den Mangel der *Pinnulae* der Arme ersetzten.

Cupressocrinus erscheint mit mehreren Arten im devonischen System namentlich im mitteldevonischen Kalk der Eifel. Gerolstein liefert prachtvolle Kelche, oft noch mit der darauf sitzenden fünfseitigen Arm-Pyramide.

In der Kreide erscheint noch ein merkwürdiger ungestielter Tesselat *Marsupites*, Familie *Marsupitidae*, welcher gleichsam die Comatulen vertritt. Der Kelch besteht aus fünf- oder sechseckigen radial gestreiften grossen Platten. Auch die das Centrum der Unterseite (Rückenseite) einnehmende und die Anheftungssäule vertretende Kelchtafel ist eine fünfeckige gestreifte Platte ohne Spur einer Anheftung. Darauf folgt der erste Tafelkreis von fünf fünfeckigen Tafeln (Basalien). Der zweite Kreis besteht aus sechseckigen Tafeln. Der dritte Kreis zeigt fünf ausgeschnittene Gelenkflächen für den Ansatz der fünf Arme. Das Kelchdach besteht aus kleinen Täfelchen. Die Arme waren nach MANTELL's idealisirter Darstellung dreimal gegabelt und nur von der Länge des Kelchs, sodass das Thier wohl nicht schwamm, sondern mit dem Mund nach unten umhergekrochen sein mag. *Marsupites* kommt mit drei Arten in der Kreide vor, *M. ornatus* MANT. findet sich in der weissen Kreide von Lewes, Brighton u. a. O. in England. Dies ist der letzte Tesselat.

Mit der Grenze des palaeozoischen gegen das mesozoische Zeitalter macht sich ein merkwürdiger Umschwung in der Klasse der Crinoideen geltend. Die palaeozoischen Tesselaten treten zurück und sind von da an selten, erlöschen auch in der Kreide-Epoche oder mit deren Schluss. Die articulirten Crinoideen *(assulis articulatione conjunctis)* die im palaeozoischen System nur spärlich vertreten sind, treten an Stelle der vorigen in die Hegemonie ein und leben mit ziemlich vielen Vertretern noch in den grösseren Tiefen des heutigen Oceans bis zu 1000, 2000 ja 2800 Faden.

Die Articulaten oder jüngeren Crinoideen, *Crinoidea brachiata articulata*, zeigen einen dickwandigen Kelch, in welchem für die Eingeweide des Thieres nur ein geringer Hohlraum frei blieb. Die Tafeln des Kelches sind niedrig und liegen mit breiten gelenkartig in einander eingreifenden oder strahlig gezeichneten Flächen übereinander. Das Kelchdach ist dünnwandig und schwach verkalkt. Vom centralen Mund gehen ambulacrale Rinnen nach den Armen aus und setzen in diesen bis zur Spitze fort.

Die Arme sind verschiedenartig gestaltet, einfach oder stark verzweigt. Sie sind stark und in Pyramidenform zusammengeneigt bei *Encrinus* (in der Trias), *Eugeniacrinus* und *Apiocrinus* (beide in Jura und Kreide). Bei der Familie *Pentacrinidae*, meist in Jura und Kreide, aber auch tertiär und lebend vertreten, erscheinen sie lang, vielfach verästelt, schlagen nicht in einer geschlossenen Pyramide zusammen, sondern bleiben in Buschform geöffnet. Den Pentacriniden schliessen sich die im Jura fossil beginnenden und noch fortlebenden Comatuliden an, die in einem gewissen Alter sich von ihrer Säule loslösen und von da an frei umherschweifen.

Encrinus liliiformis Lam. ist im Muschelkalk reichlich vertreten. Seine dicken walzigen, auf den Gelenkflächen grob gestrahlten Stielglieder *(entrochitae)* sind — gleichwie auch sonst die Kalkpartien der fossilen Echinodermen in spiegelnden Kalkspath verwandelt — häufig und in manchen Bänken in ungeheuren Mengen abgelagert. Vollständige Kelche mit den Armen sind gleichwohl selten. Der Kelch ist niedrig und besteht aus dem obersten, etwas erweiterten fünfeckigen Säulenglied, fünf kleinen, versteckten Basalplatten, (Infrabasalien) und darüber zwei höheren Tafel-Kreisen, (fünf Parabasalien und fünf Radialien.) Der dritte Tafelkreis trägt die zehn Arme. Sie stellen, sobald sie zusammengeschlagen sind, eine zehnseitige Pyramide dar, die einem Maiskolben ähnelt. An der Innenseite sind sie mit Pinnulen besetzt, die bei den zusammengeklappten Exemplaren der Beobachtung entgehen.

Aehnlich sind die *Apiocrinus*-Arten der Jura-Formation mit ungewöhnlich massigen Kelchtafeln und auffallender Verdickung der den Kelch tragenden obersten Säulenglieder, durch welche die Säule scheinbar in den Kelch übergeht. Es wird hier schwer, den oberen Theil der Säule und den unteren des Kelches zu unterscheiden. Die zehn Arme finden sich nur selten erhalten. Die Apiocrinen vertritt in der Kreide-Formation die Gattung *Bourgueticrinus*, bei der die Säule von elliptischem Querschnitt erscheint. Der Kelch ist bei dieser sehr klein und birnförmig, der freie Kelchraum sehr seicht und eng.

Eine sehr wichtige Gattung der *Crinoidea articulata*, namentlich im Lias und Jura in zahlreichen Arten verbreitet, ist *Pentacrinus* mit langen vielfach verästelten und seitliche Pinnulae tragenden Armen, die einen aufrechten offen bleibenden Schopf um den Kelchrand bilden. Der kleine Kelch besteht wie gewöhnlich aus dem obersten Säulenglied, darüber fünf Basaltafeln, sowie fünf Radialien Der oberste Tafelkreis trägt die zehn mächtig entwickelten, äusserst vielzählig zusammengesetzten Arme. Der Stiel ist gegen den Gipfel zu nicht verdickt, bald walzenförmig, bald fünfkantig. Die Gelenkfläche der Glieder ergiebt eine fünfblättrige Zeichnung um den centralen Canal oder sogen. Nahrungscanal. Die Säule trägt hier auch in gewissen Abständen Wirtel von je fünf gegliederten Hilfsarmen oder Ranken, *cirrhi*, die zuweilen den kleinen Kelch scheinbar verstecken. Die Stielglieder oder Entrochiten finden sich in Lias- und Jura-Schichten oft zahlreich abgelagert. Die vollständigen Exemplare des Thieres, Kelch mit ausgedehntem Busch vielfach verzweigter Arme, mittelst des langen gegliederten Stieles fest sitzend, kommen in schöner Erhaltung im unteren Lias von England vor *(Pentacrinus Briareus* Mill. im unteren Lias von Lyme Regis u. a. O. in Dorsetshire), andere im mittleren Lias von Württemberg (Posidonomyen-Schiefer von Boll u. a. O.) Spärlicher ist die Gattung *Pentacrinus* in der Kreideformation und den tertiären Meeresablagerungen vertreten, lebt aber noch in mehreren Arten, von denen *Pentacrinus caput Medusae* Mill. zuerst gegen 1755 an Cuba

entdeckt wurde, in grösseren Meerestiefen, an den Philippinen in 300—400 Faden, an Portugal in 1095 Faden Tiefe (1000 Faden = 1829 Meter).

Die durch Joh. Müller zuerst gründlich durchgeführte Untersuchung der Organisation des lebenden *P. caput Medusae* ergiebt reichliche Aufschlüsse, die aus fossilen Funden nicht zu erreichen sind. Die Säule hat keine eigene lenkbare Muskelschicht, sondern hängt nur durch elastische Längsfaserbündel zusammen. Die Kelchdecke des lebenden *Pentacrinus* besteht aus einer Haut mit einem Mosaik zahlreicher kleiner polygonaler Kalktäfelchen. Diese Mundseite des Thiers oder das Perisoma zeigt den Mund, den After und die Ambulacral-Furchen. Der Mund ist central, sternförmig, in fünf Strahlen ausgezogen, die den zwei mal fünf Armen entsprechen. Vom Mund gehen fünf Rinnen aus, gabeln sich noch auf dem Perisoma und gehen dann in die Arme über. Sie beherbergen zahlreiche weiche Fühler (Ambulacral-Fäden). Der After liegt excentrisch, zwischen dem Mund und dem Perisomarand in der Mitte eines von zwei Ambulacral-Rinnen eingefassten fünfseitigen Feldes. Der Nahrungscanal zieht sich aus der (dorsalen) Basis des Kelchs in die Säule und erhält diese in organischem Zusammenhang mit dem Thier.

An die Pentacrinen schliessen sich unmittelbar die mehrfach schon erwähnten Comatuliden an. Das junge Thier giebt früh seine frei umherschweifende Lebensweise auf, setzt sich an eine feste Stelle des Meeresbodens oder an Tange, treibt einen gegliederten Stiel und bildet sich zur Gestalt eines *Pentacrinus* aus. Es hat dann schon zweimal fünf Arme mit seitlichen Pinnulen. Später löst es sich vom Stiel ab und schwimmt oder kriecht frei umher.

Comatula Lam. *(Alecto* Leach) lebt in zahlreichen Arten in allen Meeren, namentlich in grösseren Tiefen (an Japan noch in 2800 Faden). Das Thier hat ursprünglich fünf Arme, sie gabeln sich aber zu zwei oder mehreren Malen. Ausserdem führt es noch an der Rückenseite der pentagonalen Körperscheibe einen Wirtel von gegliederten Hilfsarmen (Ranken, *cirrhi)*, die ursprünglich der Oberregion der Säule oder des Stiels angehören. Mittelst dieser Organe kriecht das Thier (auf dem Rücken) umher. Die Comatulen beginnen fossil schon im Jura. *Comatula pinnata* Goldf. *(Pterocoma pinnata* Ag.) aus dem oberen Jurakalk von Solenhofen hat einen kleinen fünfzähligen Kelch und zehn bis 16 Centim. lange kurzgegliederte Arme, die an der Mund- oder Ventralseite eine mediane Fühlerfurche (Ambulacralrinne) zeigen und seitlich lange gegliederte Fiedern oder *Pinnulae* tragen.

Solanocrinus mit mehreren Arten im oberen Jura, die durch einen sehr kräftig gebauten Kelch sich auszeichnen, steht den Comatulen sehr nahe, zeigt aber an der Rückenseite einen kurzen dicken fünfseitigen Knopf, den obersten Säulentheil mit den Gelenkgruben, an denen zahlreiche Hilfsarme *(cirrhi)* angelenkt sassen.

Den Comatuliden schliessen sich die sehr vereinzelt stehenden, nach ihrer systematischen Stellung ziemlich problematischen Saccocomen an, die Joh. Müller unter dem Namen *Costata* als eigene Ordnung der Crinoiden absonderte, während andere Vermuthungen ihnen ihre Stellung bei den Euryaliden (gabelarmige *Ophiuridae)* anweisen möchten. *Saccocoma* erscheint in mehreren, angeblich 4 Arten, häufig im oberen Jura (lithographischen Schiefer) von Solenhofen und Eichstedt in Bayern. Die vier Formen sind aber vielleicht nur Entwicklungszustände derselben Art.

Saccocoma zeigt einen freien halbkugeligen Kelch ohne Spur einer voraus-

gegangenen Anheftung, ohne Säule und ohne Dorsal-Cirrhen. Das Thier war offenbar ein Schwimmer. Den Kelch setzen ein winziges Basal und fünf dünne innig verbundene Radialien zusammen, die äusserlich mit zehn radialen Rippen verziert erscheinen. Der Kelch trägt fünf Arme, von denen jeder schon am Kelchrand in zwei Aeste sich theilt. Die Armglieder sind gestreckter als bei den Comatulen und abwechselnd mit ungegliederten einfachen Dornen oder Stäbchen versehen. Letzteres ergiebt gegenüber von den gegliederten Pinnulen der Comatulen und anderer Crinoideen einen bezeichnenden Unterschied und erinnert an die ähnlichen Dornen des Armrands bei Euryalen und Ophiuren. Das ganze Kalkskelett der *Saccocoma* ist nicht dicht, sondern weitmaschig gegittert, ähnlich wie das der jungen *Comatula* und anderer Jugendzustände von Echinodermen. Nach diesem allem steht *Saccocoma* den Crinoideen im Allgemeinen noch am nächsten, weicht aber von *Comatula*, wozu Goldfuss die fossilen Arten zählte, weit ab und bleibt im Uebrigen von sehr problematischer Stellung.

An die Klasse der Crinoideen schliesst sich die nur durch palaeozoische Fossilien vertretene Abtheilung der Cystideen oder *Cystidea* entweder als besondere Klasse oder als Ordnung. Es ist nicht bestimmt darüber zu urtheilen, da alle ihre Vertreter erloschen und ihre fossil erhaltenen Organe nur nach mehr oder minder entfernten Analogien zu deuten sind.

Der Körper (Kelch) der Cystideen ist kugelförmig oder etwas in die Länge gestreckt. Er besteht aus mehr oder minder vielen, oft sehr zahlreichen vieleckigen Tafeln. Diese bilden von 2—20 über einander folgende Kreise von radialer Anordnung, aber letztere wird undeutlich sobald die Zahl der Täfelchen 50 überschreitet. An diesem Körper unterscheidet man gewöhnlich noch Mund und Arme, After und Ovarial-Mündung, endlich einen kurzen Stiel. Aber nicht immer sind alle diese Organe vollständig nachzuweisen. Sie sind bisweilen verkümmert oder fehlen ganz. Ueberhaupt ist hier Vieles im Schwanken.

Der Mund steht der Anheftungsstelle des Körpers wie bei den Crinoideen diametral gegenüber, auf der Mitte der Oberseite oder etwas excentrisch. Den Mund umstehen meist eine Anzahl von Armen, sie sind gegliedert, einfach oder ästig, meist unansehnlich, in Zahl und Anordnung sehr schwankend. Bei manchen Gattungen fehlen sie wohl ganz. Vom Mund zu den Armen verlaufend erkennt man Spuren von Ambulacral-Rinnen, denen der *Crinoidea articulata* ähnlich, die wohl Ambulacral-Fühler getragen haben mögen. Dies verbindet die Cystideen nahe mit den *Crinoidea articulata*, während der Bau des Kelchs mehr mit dem der *Crinoidea tesselata* übereinkommt. Der After ist klein und steht excentrisch auf der Oberseite des Körpers, dem Munde genähert. Etwas entfernter vom Munde, noch an der Oberseite des Körpers aber seitlich von der Mund- und After-Linie steht ein ausgezeichnetes Organ, das man als Genital-Oeffnung, Ovarial-Ausmündung betrachtet. Es ist eine grosse Oeffnung im Körperskelett, überdeckt von fünf oder sechs besonders gestalteten Tafeln, die zu einer Pyramide zusammen schliessen. Wahrscheinlich waren dies bei Lebzeit desThieres bewegliche Klappen. Diese eigenthümliche Ovarial-Pyramide scheidet die Cystideen von den Crinoideen — sowohl den Tesselaten als den Articulaten. Den Körper der Cystideen trägt in der Regel ein kurzer gegliederter Stiel, der biegsam war. In anderen Fällen ist der Cystideen-Körper mit schmaler oder breiterer Basis aufgewachsen, so bei *Echinosphaerites*. Dazu kommen bei den Cystideen noch eigenthümliche Organe in Form von Porenpaaren, welche einzelne Kelchtafeln durchsetzen. Bald erscheinen sie an allen Kelchtheilen, bald nur an einzelnen Stellen oder fehlen auch

ganz. Man bezeichnet sie als Athmungsporen. (Es sind jedenfalls keine Ambulacralporen.)

Nach allem diesem begreifen die Cystideen wahrscheinlich eine sehr vielgestaltige Abtheilung von Echinodermen, die in einigen wesentlichen Charakteren mit den Crinoideen übereinkamen. In andern weichen sie entschieden ab und unter sich begreifen sie in weitem Umfang schwankende Formen.

Die Cystideen (abgesehen von den Agelacrinen) beginnen in der Primordialzone und sind in den beiden darauf folgenden silur. Faunen reich an Arten und Gattungen vertreten, u. a. häufig in den obersilurischen Orthocerenkalken (Vaginaten-Kalken) von Schweden und den russischen Ostsee-Provinzen. Mit Beginn des devonischen Systems sind sie bereits ganz erloschen.

Eine der am einfachsten gebauten Cystideenformen ist *Stephanocrinus (S. angulatus* Conr. aus dem obersilurischen Kalk von Lockport im Staat New-York) mit nur acht Kelchtafeln, nämlich drei Basalien und einem darüber folgenden Cyclus von fünf in der Höhe gabelförmig getheilten Radialien. Zwischen den vorragenden Spitzen der letzteren liegt ein sternförmiges Feld eingesenkt, die Kelchoberseite mit centralem Mund und excentrisch aus fünf Täfelchen bestehender Ovarialpyramide. Fünf Furchen (Ambulacral-Furchen) strahlten vom Mund aus und führen nach fünf Gelenk-Gruben, die wohl die Mitte der fünf Arme bezeichnen. After und Athmungsporen fehlen. Bei andern Cystideen ist die Zahl der Tafelchen äusserordentlich gross und soll bis 300 gehen.

Echinosphaerites Wahlenb. hat einen kugeligen ungestielten mit kurzer ausgezogener Basis festgewachsenen Körper, der aus zahlreichen, fast regellos angeordneten dünnen meist sechseckigen Täfelchen besteht. *E. aurantium* His. erreicht die Grösse einer Wallnuss und sass mit kurzer Basis an festen Gegenständen aufgewachsen. Vorkommen in untersilurischen Lagern (Vaginaten-Kalk) von Pulkowa u. a. O. bei Petersburg.

Caryocrinus ornatus Say aus dem obersilurischen Kalk von Lockport im Staat New-York ist eine den Crinoideen in der äusseren Form ungemein nahestehende mit einem kurzen cylindrischen Stiele festsitzende und mit zahlreichen gefiederten Armen versehene Cystideen-Form. Der gestreckt-kugelige Kelch ist sechszählig und besteht aus vier Basalien und darüber zwei sechszähligen Radialien-Kreisen, deren oberer neun Arme (drei Paare und drei einzelne) trägt. Mund auf der Oberseite sehr excentrisch, Ovarial-Pyramide am oberen Kelchrand zwischen zwei Armen, After nicht vorhanden, Athmungsporen zahlreich.

Den Cystideen schliessen sich die Agelacrinen an, die mit der ganzen Unterseite (Rückenseite) auf Conchylien u. dgl. breit aufgewachsen sind und in der äusseren Gestalt sehr von vorigen abweichen. Die mit zahlreichen polygonalen Täfelchen besetzte Oberseite des flachen kreisrunden Körpers zeigt einen centralen Mund, der durch vier dreieckige Tafeln verschliessbar ist. Vom Mund zum Rande der Scheibe strahlen fünf gebogene von besonders ausgebildeten Tafelreihen eingefasste Ambulacral-Felder aus, die an Ophiuren-Arme erinnern, aber im Getäfel der Oberseite eingebettet liegen. Zwischen zwei ambulacralen Feldern liegt eine grosse mittelst fünf oder zehn Klappen verschliessbare Ovarial-Pyramide. After fehlt. Weder Ambulacral- noch Athmungs-Poren vorhanden. *Agelacrinus* erscheint mit mehreren Arten im silurischen System besonders zu Cincinnati (Ohio) auf Conchylien festsitzend. *Agelacrinus rhenanus* Roem. kommt noch unterdevonisch im Grauwackenschiefer zu Unkel bei Bonn vor.

Diese seltsamen aufgewachsenen Cystideen zeichnen sich durch die arm-

ähnliche Gestaltung der Ambulacral-Segmente aus und ahmen in dieser Hinsicht in täuschender Weise die äussere Form der Ophiuren nach. Ihre systematische Stellung ist problematisch, sie stehen vielleicht den Ophiuren näher als die übrigen Cystideen.

Eine ähnliche Stellung wie die Cystideen nehmen neben den Crinoideen die ebenfalls nur in palaeozoischen Formationen vertretenen Blastoideen oder Knospenlilien, *Blastoidea*, ein und bieten — als längst erloschene Lebensformen — der Deutung ebenso viele Räthsel. Ihr kugeliger oder knospenförmiger, bald gestreckter, bald etwas niedergedrückter Körper (Kelch) sitzt z. Th. oder immer mittelst eines kurzen gegliederten Stieles fest und trägt zahlreiche kurze gegliederte Arme, die aber nicht so ausgebildet wie die der Crinoideen sind und in buschiger Gestalt den Scheitel umfassten.

Der Körper besteht bei der artenreichen Blastoideen-Gattung *Pentremites* aus drei geschlossenen Platten-Kreisen, jeder der beiden oberen aus fünf Platten oder Tafeln bestehend. Eine Anzahl schwer zu deutender Organe drängen sich um den Scheitel oder die Oberseite des Körpers. In der Mitte steht der kleine kreisrunde Mund, bei wohlerhaltenen Exemplaren durch eine Decke von kleinen, beim lebenden Thier offenbar beweglich gewesenen Täfelchen geschützt. Den Mund umgeben fünf kleinere Oeffnungen. Eine davon ist etwas grösser und gilt als After. Die vier anderen Oeffnungen stellen sich bei guter Erhaltung jede als ein Porenpaar heraus. Sie gelten als Ovarial-Löcher oder Ausmündungen des Genital-Apparates, können aber zugleich auch einem Athmungs-Apparat (Wassergefäss-System) gedient haben. Am meisten in die Augen fallen fünf grosse blumenblattförmige quergestreifte Felder. Sie stellen die dritte Tafelreihe des Körpers dar. Sie gleichen in täuschender Weise den Ambulacral-Feldern der Echinoiden, namentlich aber den blumenblattförmigen Ambulacren von *Clypeaster*. Indessen erkennt man auch an den am besten erhaltenen Funden keine wahren Füsschen-Poren und bezeichnet daher die fünf blattförmigen vom Scheitel ausstrahlenden Felder als Pseudoambulacren. Genauere Untersuchung ergiebt an jedem Rand eines solchen Feldes eine Reihe von Gelenkgruben, auf denen die kurzen gegliederten Aermchen sassen. Vielleicht entsprechen die Pseudoambulacralfelder den Armen der Crinoideen, die Aermchen den Pinnulen der letzteren.

Die Blastoideen haben je nach ihrem Erhaltungszustand schon mannigfache Deutungen veranlasst, namentlich auch schon als Stammformen der Echinoiden gegolten, eher schalten sie sich zwischen den ältesten Ursprungsformen der Asteroiden, Crinoiden und Cystideen ein. Jeder neue Fund guterhaltener Exemplare kann hier die ältere Deutung über den Haufen stossen.

Die Blastoideen sind längst erloschen. Sie beginnen mit wenigen Arten im oberen silurischen System, nehmen im devonischen merklich zu und entwickeln im Kohlenkalk einen grossen Artenreichthum, worauf sie dann alsbald verschwinden.

Die bekannteste und verbreitetste Gattung ist *Pentremites* Say (*Pentatrematites*). Die Pentremiten erreichen den Gipfel ihrer Entwickelung im Kohlenkalk, namentlich in dem von Nord-Amerika und sind für die Meeresfauna des carbonischen Systems um so mehr bezeichnend, als sie schon im permischen System fehlen und also wohl schon unmittelbar vor diesem ein für alle Mal erloschen. *P. florealis* Say ist in verkieseltem Zustand häufig im Kohlenkalk von Nord-Amerika.

Die Klasse der Echinoiden, Seeigel oder *Echinoidea*, knüpft wieder an

die Seesterne, *Asteroidea* an, aus deren Ursprungsformen sie schon in einer sehr frühen geologischen Epoche durch Centralisation und namentlich durch Umgestaltung der Strahlsegmente oder Antimeren hervorging. Die fünf Strahlpersonen des primitiven Thierstockes der Asterien sind hier der weiter vorrückenden Centralisation erlegen und durch Verkürzung in die Centralscheibe eingetreten. Die Scheibe hat sich hier zu einem Sphäroid aufgebläht und die gegliederten Arme in sich hereingezogen. Sie stellen nunmehr nur noch fünf von der Mund-After-Achse ausstrahlende Felder dar, von denen jedes ein medianes Ambulacrum und zwei randliche Felder (je eine Hälfte eines interambulacralen Feldes) begreift. Die Analogie des Bau's ist in die Augen springend. Aber die Bestätigung der Hypothese (E. Hackel) aus fossilen Funden ist noch nicht beizubringen, was um so weniger befremden kann, als die Asteroideen und die Echinoideen bereits im silurischen System in ausgebildeten Typen fossil auftreten und ihr Auseinandergehen daher noch in viel ältere Perioden zurückreichen mag, aus denen wir überhaupt nur wenige und dürftige Echinodermen-Formen fossil erhalten kennen.

Bei den Echinoiden geht die Verkalkung der Haut, genau gesagt die stufenweise Kalkausscheidung in der Unterhaut oder *Cutis* soweit, dass daraus ein vorwiegend unbeweglich geschlossenes Gehäuse oder sogen. Aussenskelett, eigentlich ein starrer Unterpanzer entsteht, wobei bis auf geringe Reste die weiche Haut verloren geht. Zwischen den Kalktäfelchen bleibt ein Netzwerk der belebten Haut, welches deren weiteres Wachsthum vermittelt. Oft bleiben auch zwischen den Mund und After umgebenden Tafeln noch so beträchtliche Reste, dass diese beweglich verbleiben, selten ist der ganze Schuppenpanzer noch beweglich.

Das feste Skelett der Echinoiden überhaupt ist kugelig oder etwas in die Länge gestreckt und alsdann zur Symmetrie neigend. Kugelig ist das Gehäuse bei den regulären Echinoiden (Palechiniden und Cidariden), der Mund central auf der Unterseite, der After ihm diametral gegenüber auf der Oberseite, umgeben von zehn Asseln, fünf von der Ei-Leitung durchbohrten und fünf damit alternirenden, welche Augen tragen. Hier laufen die fünf Ambulacralfelder mit den auf (innen einfachen, aussen gedoppelten) Poren stehenden in Saugnäpfe endenden Füsschen (Ambulacralfüsschen), als fünf fast gleichbreite Bänder vom Mundpol zum Afterpol. Aber von diesen regulären Echinoiden geht eine vielgestaltige Reihe mehr und mehr zur bilateralen Symmetrie hinneigender Formen aus, bei denen der After aus der polaren Lage heraustritt und sich dem Mund nahert, um mit diesem in eine symmetrische Lage zu treten, in welcher schliesslich auch der Mund nach vorn sich verschiebt. So ist der aus einem fünfzähligen Thierstock unter Durchlaufung der Asterienform entstandene reguläre kugelige Körper des Echinoiden-Typus auf dem Wege durch symmetrische Gestaltung wieder in die bilaterale Symmetrie zurückzufallen, der seine primitiven Personen angehörten. Am weitesten vorgerückt sind in dieser Hinsicht die Spatangiden. Bilateral-symmetrisch ist auch noch bei den Echinoiden gleichwie bei den Asteroideen die aus dem Ei hervorgehende Larve, aus der das strahlige Echinoid erst durch fünfzählige Knospung hervorgeht.

Der starre Echinoiden-Körper, soweit er für Geologie und Palaeontologie in Betracht kommt, besteht im Wesentlichen aus folgenden Stücken: 1. Das Gehäuse oder die Schale, eigentlich ein Unterpanzer des Thieres, besteht aus zweimal fünf longitudinalen Feldern, die vom Mund zum After, oder wo letzterer in der symmetrischen Linie durchbricht, vom Mund zum Scheitel (Apex, Rücken) verlaufen. Es sind die Ambulacral-Felder, die meist aus zwei Reihen zahlreicher

niedriger von den Poren zum Durchtritt der Saugfüsschen durchbohrten Tafeln bestehen und die Interambulacren, die zwischen vorigen sich einschalten und meist aus zwei Längsreihen grösserer Tafeln bestehen. Dazu kommen 2. am After oder, wo dieser ausweicht, am Scheitel zehn Täfelchen, abwechselnd für den Austritt der Eileitung und den der Augen. Dazu kommen 3. zahlreiche auf Warzen der Interambulacren sitzende kalkige Stacheln, bei den meisten Echinoiden klein und gespitzt, bei *Cidaris, Echinometra* und manchen Palechiniden mächtig entwickelt, oft keulen- oder kolbenförmig. Dazu kommt endlich noch 4. bei den Cidariten, Echinen, Palechiniden, Clypeastriden ein von den Mundhäuten abgesondertes zusammengesetztes kalkiges Gebiss von Gestalt einer fünfseitigen Pyramide, welches ARISTOTELES schon kannte (Laterne des ARISTOTELES). Die zahlreichen übrigen Einzelheiten müssen wir dem zoologischen und zootomischen Studium überlassen.

Die Echinoiden beginnen schon in der Silur-Formation mit typischen, aber durch seltsame Unbestimmtheit der Zahlenverhältnisse in den Tafelreihen ausgezeichneten Formen. Sie zerfallen nach morphologischen Charakteren und nach chronologischer Folge in drei natürliche Ordnungen, die regulären Palechiniden, die regulären Autechiniden und die symmetrischen Autechiniden. Die ersten beginnen im Silur, die zweiten in der Trias. die dritten erst im Jura. Beide letztere leben noch zahlreich in unseren Meeren, wo sie mittelst ihrer lang vorgestreckten Saugfüsschen auf festem Boden kriechen, manche nahe der Ebbe-Linie, andre in grossen Meerestiefen, wo sie bis 1000 Faden (1829 Meter) zahlreich und mannigfaltig noch leben. *Pourtalesia*, dem *Ananchytes* der Kreide verwandt, fand sich an Schottland und bei Japan noch in 2800 Faden Tiefe.

Die Palechiniden, *Palechinoidea*, oder älteren Seeigel beginnen im untren Silursystem, sind — gleich den Blastoideen — im Kohlenkalk am reichsten vertreten und erlöschen mit den letzten Arten schon im permischen System. Manche zeigen das Mund-Gebiss der heutigen Cidariden, mit denen sie auch den regulär-fünfzähligen Körperbau schon gemeinsam haben. Aber sie weichen seltsam ab durch die schwankenden Zahlenverhältnisse in den longitudinalen Plattenreihen, besonders den Interambulacral-Reihen. Ihre Zahl erreicht oft hohe Beträge und im Gegensatz dazu kommt eine Gattung vor, deren Interambulacrum nur eine einzige Tafelreihe zeigt. Dieses schroffe Schwanken in der Zahl der gleichnamigen oder homonymen Körpertheile haben die Palechiniden mit den Cystideen gemeinsam. (Analogie, nicht Affinität).

Palechinus elegans MAC COY im Kohlenkalk von Irland hat ein kugelförmiges Gehäuse — und ausser je zwei Tafelreihen in den fünf Ambulacralfeldern — noch je fünf Tafelreihen in den fünf Interambulacralfeldern. Also fünfmal zwei und fünfmal fünf, zusammen 35 longitudinale vom Mund zum After verlaufende Tafelreihen.

Melonites multipora NORWOOD und OWEN, eine sehr grosse Art, häufig im Kohlenkalk von St. Louis im Staat Missouri, zeigt je 8 Tafelreihen in den fünf Ambulacralfeldern und je 7 Tafelreihen in den Interambulacralfeldern. Also fünfmal acht und fünfmal sieben, zusammen 75 longitudinale Tafelreihen. Sie sind um den Aequator der Kugel am zahlreichsten, gegen die Pole zu verringern sich die interambulacralen Reihen auf 4 und 2, gegen den Aequator zu schalten sich neue ein, so dass hier ihre Zahl 7 bis 8 oder noch mehr beträgt.

In grellem Gegensatz zu dieser Vielzahl der Längstafelreihen zeigt die Gattung *Bothrioridaris* im untersilurischen System von Estland nur 15 Tafelreihen (2 in den fünf ambulacralen und nur je eine in den fünf interambulacralen Feldern).

Eine besondere Familie *Lepidocentridae* ergiebt sich mit der Palechiniden-Gattung *Lepidocentrus*, die nur in Arten aus dem devonischen System bekannt ist. *Lepidocentrus Eifelianus* Müll. zeigt schuppenförmig übereinander geschobene Interambulacraltafeln, was auf eine gewisse Beweglichkeit des Panzerkleides deutet, wie sie in der lebenden Echinoidenfauna selten — und nur noch bei Arten, die grosse Meerestiefen bewohnen — vorkommt. Diese Art kommt im mitteldevonischen System zu Gerolstein in der Eifel vor. *L. rhenanus* Müll. aus einer gleich alten Schicht (Grauwacke) von Wipperfürth in Westphalen hat den Mund mit der Kieferpyramide kennen gelernt. Die Interambulacralfelder führen in der Nähe des Mundes 3, näher dem Aequator 5 Tafelreihen.

Mit Ende des palaeozoischen Zeitalters tritt bei den Echinoiden gleichwie bei den Asteroideen, den Crinoiden und vielen anderen Klassen der Meeresthiere — eine auffallende Veränderung ein. Die Palechiniden zeigen sich im permischen System zuletzt und erlöschen mit diesem in nur noch spärlichen Vertretern. An ihre Stelle treten — zuerst in der Trias und zwar im Muschelkalk hervortauchend — die echten Seeigel oder *Autechinida*, die noch zahlreich fortleben. Sie zeigen 20 Längs-Tafelreihen, fünfmal zwei ambulacrale und fünf mal zwei interambulacrale, zusammen 20 Tafelreihen.

Die regulären Autechiniden mit den Familien *Cidaridae*, *Salenidae* u. a. sind gleich den Palechiniden nach dem regulären fünfzähligen Typus gebaut, mit dem Mund im unteren, dem After im oberen Pol. Die Antimeren oder Strahltheile ziehen als fünf fast gleich breite Bänder in longitudinalem Verlauf vom einen zum andern Pol. Sie sind offenbare Abkömmlinge der Palechiniden, mit denen sie das Gebiss oder den verkalkten Mundhaut-Apparat gemeinsam haben, nur sind bei ihnen die Zahlenverhältnisse der Plattenreihe schon streng geordnet.

Sie eröffnen im Muschelkalk, erscheinen besonders in den Korallen- und Schwammlagern von Jura und Kreideformation zahlreich und leben in vielen Arten noch in den heutigen Meeren, wo sie von der seichten Strandregion bis zu grossen Tiefen niedergehen.

Am häufigsten in wohlerhaltenen Exemplaren findet sich *Cidaris coronata* Goldf. im oberen Jura besonders in den Spongiten-Schichten der Schwäbischen Alp, namentlich in losen keulenförmigen Stacheln, aber auch in geschlossenen Körpergehäusen von 3 bis 5 Centim. im Durchmesser mit 4+5 oder 5+6 grossen alternirenden Asseln in jedem Interambulacralfelde.

Bei den symmetrischen Echinoiden entwickelt sich dadurch, dass der After unterhalb vom After-Pol zwischen beiden Reihen eines der Interambulacren — bald noch über dem Rande der Unterseite, bald im Rande selbst, bald noch darunter — durchbricht, eine Anlage zu symmetrischem Körperbau, der bald auch andre Organe sich anpassen, wie denn auch bei vielen Formen der Mund seine centrale Lage verlässt und auf der Unterseite nach vorn rückt. Die Scheitelrosette verbleibt. Hierher gehören eine grössere Anzahl von Familien, die meist schon im Jurasystem anheben und nach verschiedenen Richtungen sich gestalten.

Die Clypeastriden führen noch den verkalkten Kiefer-Apparat der Palechiniden und der regulären Autechiniden und der Mund hält sich noch mittelständig. Die Körpergestalt streckt sich in der Mediane, die mit dem randlichen Durchbruch des Afters entsteht. Die sogen. Fühlergänge bilden einen von der Scheitelrosette ausstrahlenden fünfzähligen einer Blume ähnlichen Stern, werden am Rand des Körpers undeutlich nnd entwickeln sich erst darunter gegen den Mund zu wieder deutlich. Die Clypeastriden erlangen ihre reichlichste Entfaltung erst

in den mittleren Tertiärschichten und leben noch sehr zahlreich in den wärmeren und tropischen Meeren, wie es scheint, ohne in die grossen kühlen Meeresabgründe niederzugehen.

Die übrigen Familien der symmetrischen Echinoiden entbehren das verkalkte feste Gebiss der vorigen.

Bei den Galeritiden des Jura's und der Kreide liegt der Mund genau central auf der Unterseite, der After an der Hinterseite, im Rand oder noch etwas darunter. Die Fühler sind bandförmig und strahlen vom Scheitel zum Munde noch so regelmässig aus wie bei den regulären Echinoiden.

Bei den in der Kreide reichlich vertretenen, heute in tiefen Meeresabgründen (*Pourtalesia* in 2800 Faden Tiefe) noch lebenden Ananchytiden rückt auch der Mund schon aus der centralen Lage dem After median gegenüber, an die vordere Region der Unterseite.

Bei *Disaster* oder *Dysaster* in Jura- und Kreideschichten stehen nicht nur Mund und After an der Unterseite in der Mediane einander gegenüber, auch der Scheitel des Rückens ist in der Mediane in einen vorderen und einen hinteren Theil auseinandergezogen. Drei Ambulacralgänge strahlen noch vom Scheitel aus, den auch noch vier Ovarialtafeln bezeichnen. Die zwei anderen Ambulacren strahlen von vorigen getrennt von einer hinter dem Scheitel gelegenen Stelle aus.

Bei der an Arten und Gattungen zahlreichen vom Neocomien und der Kreide an reichlich vertretenen Familie der Spatangiden wird die Körpergestalt mehr oder minder herzförmig. Vom Scheitel läuft eine Furche über die Vorderseite bis zum Munde, eine oft kielartige Anschwellung vom Scheitel nach hinten zum After. Bei den Spatangiden allein kommen glatte Bänder (Fasciolen) vor, auf deren besonderen Bau wir hier nicht näher eingehen können.

In geologischen Funden sehr spärlich vertreten, aber gleich wohl wichtig für die geologische Geschichte der Lebewelt ist die Klasse der Seewalzen (auch Sternwürmer genannt) *Holothurioidea*. Die Verkalkung der Unterhaut oder Lederhaut, *cutis*, bleibt bei dieser Abtheilung der Echinodermen unvollständig und wird nie zum geschlossenen Unterpanzer. Das Hautsystem bleibt hier vorwiegend weich und beweglich und darunter erhält sich eine mächtige Muskelschicht. Kalkkörner werden nur vereinzelt ausgeschieden, höchstens treten sie um den Schlund zu einem geschlossenen Kalkring zusammen.

Die Holothuroiden stellen die am weitesten umgestaltete, am weitesten vom primitiven Typus sich entfernende Klasse der Echinodermen dar. Es sind gleich den Echinoiden, namentlich den Palechiniden, von deren ältesten fossil vielleicht nicht erhaltnen Formen sie abstammen mögen, armlose erst gründlich centralisirte dann in die Länge gestreckte Individuen, die von den fünf Personen des zu Grunde liegenden Individuen-Stockes der Asteroideen nur noch versteckte Spuren erkennen lassen.

Ihr Körper ist lang gestreckt, walzenförmig und wurmähnlich, äusserlich dem von gewissen Würmern, den Gephyreen (welche ältere Zoologen auch unter dem Namen Sternwürmer noch mit ihnen vereinigten) täuschend ähnlich. Aber fünf oder sechs Radialsegmente, der Länge nach vom Mund zum After verlaufend, sind bei ihnen noch mehr oder minder deutlich nachzuweisen, namentlich umgiebt auch noch den Mund ein Strahlenkranz von weichen Fühlern, oft in der Fünf- oder Sechszahl. Der Mund und After stehen sich wie bei Palechiniden und regulären Antechiniden diametral gegenüber, aber der Mund bezeichnet hier nicht mehr eine untere Seite, sondern gemäss der wurmförmigen Körpergestalt und der

frei umherschweifenden Lebensweise die Vorderseite und dazu kommen Formen, bei denen der Körper auf einer besonderen Abplattung (Bauch oder Fuss) umherkriecht, also wieder eine Neigung zur Ausbildung von bilateraler Symmetrie hervortritt, die eine gewisse Parallele mit den symmetrisch gewordenen Formen der Autechiniden ergiebt.

Die Holothuroiden zerfallen, je nachdem sie noch Ambulacralfüsschen besitzen oder auch diese verschwunden sind, in *Holothurioidea pedicellata* und *apoda*.

Zu den Pedicellaten gehören die Holothuriden und die Psoliden, die beide noch mit deutlichen aus eignen Poren der weichen Oberhaut hervortretenden und in Saugscheiben ausgehenden Ambulacralfüsschen versehen sind, also regulären Echinoiden noch am nächsten stehen.

Bei den Holothuriden stehen die Ambulacral-Füsschen meist der Mund-After-Achse entlang in Längsreihen, bald in fünf bald in sechs Reihen, die evident noch dem Ambulacralfeld der Echinoiden entsprechen. Den Schlund umgiebt ein geschlossener Kalkring von 15 (3 mal 5) kalkigen Platten, also ein Rest vom festen Perisoma älterer Stammformen. In der Lederhaut des übrigen Körpers beschränkt sich die Kalkausscheidung auf vereinzelte Kalktäfelchen von verschiedener Gestalt. Fossile Reste von Holothuriden sind bei der vorherrschend weichen zur fossilen Erhaltung wenig geeigneten Körperbeschaffenheit selten und schwer erweisbar.

Bei den Psoliden kriecht das Thier — ähnlich wie eine Schnecke — auf einer flachen Bauchscheibe und trägt dabei das Vorder- und das Hinterende des Körpers erhöht. Ambulacralfüsschen stehen hier nur noch auf der Bauchscheibe, wo sie drei Reihen bilden. *Psolus squamatus* Müll. lebt in der Nordsee, besonders an Norwegen. Den gewölbten Rücken bedeckt ein Panzerkleid von dachziegelartig angeordneten Kalkschuppen. Solche feste Kalktheile vom Schuppenkleid eines *Psolus* sind in Ablagerungen der nordischen Drift fossil gefunden worden.

Zu den fusslosen Holothuroiden gehört die Familie *Synaptidae* mit walzenförmigem Körper ohne Ambulacralreihen und ohne Gegensatz einer Ober- und Unterseite. Sie leben besonders in wärmeren Meeren, eine Art *Synapta Duvernoyi* Quatr. an der Küste des Kanals (Saint Malo) im Sand. Bei ihnen erscheinen als Vertreter der Saugfüsschen eigenthümliche zweiarmige langgestielte Kalk-Anker, welche die weiche Oberhaut (Epidermis) rauh machen, nach Belieben bewegt werden und dem Thiere beim Kriechen im Sand u. s. w. dienen. Bei *S. Duvernoyi* werden sie höchstens $\frac{1}{10}$ Millim. lang. Solche Kalkankerchen von Synapten finden sich im oberen Jura fossil. Graf Münster fand sie im Scyphienkalk von Streitberg in Franken und beschrieb sie 1843 unter dem Namen *Synapta Sieboldi*. Sie werden gegen 2—3 Millim. lang und gehören offenbar einer sehr grossen *Synapta* an, wie deren heute noch in wärmeren Meeren leben, wo sie 0,5—1 Meter lang werden. Diese *Synapta*-Anker finden sich verkieselt neben zahlreichen vielgestaltigen aber leicht davon zu unterscheidenden Schwamm-Nadeln auch in der Korallenbank des oberen Jura von Nattheim in Schwaben.

Rädchen mit radialen Speichen sind im mittleren und oberen Jura von Schwaben gefunden worden und werden auf *Chirodota* oder eine verwandte Gattung fussloser Holothuroiden bezogen.

Edelsteine

von

Professor **Dr. Kenngott.**

Gewisse Minerale werden Edelsteine, auch Schmucksteine genannt, doch sind diese Benennungen nicht gleichbedeutend, insofern alle Edelsteine Schmucksteine, aber nicht alle Schmucksteine Edelsteine sind. Schon seit alten Zeiten fanden in diesem doppelten Sinne gewisse Mineralvorkommnisse eine weit verbreitete Verwendung und weil dem Zwecke entsprechend verschiedene Minerale zu dem Range von Edelsteinen erhoben, viele als Schmucksteine verwendet wurden, so entstand eine gewisse Schwierigkeit, die Edelsteine von den Schmucksteinen zu trennen.

Eine Definition der einen oder der anderen ist schwierig, weil die Abgrenzung der Edelsteine von den Schmucksteinen nicht Sache der Mineralogen ist. So sagte z. B. R. Blum (pag. 190 in seiner Lithurgik, Stuttgart 1840): »Im Allgemeinen versteht man unter Edelsteinen alle diejenigen Minerale, welche sich durch schöne und lebhafte Farben oder Farblosigkeit, bedeutenden Glanz (Feuer), Durchsichtigkeit, Reinheit und einen hohen Grad von Härte auszeichnen, unterscheidet jedoch eigentliche Edelsteine und Halbedelsteine von einander, je nachdem denselben nämlich die eben erwähnten Eigenschaften alle oder nur einige mehr oder minder ausgezeichnet zustehen. Die Halbedelsteine kommen meist halbdurchsichtig oder durchscheinend und in grösseren unförmlichen Massen vor, auch besitzen sie eine geringere Härte, während den eigentlichen Edelsteinen bei Hervortretung aller jener Eigenschaften, gewöhnlich ein kleiner Körperinhalt eigen ist. Indessen herrscht bei dieser Eintheilung viele Willkur, da man manche Steine bald zu dieser, bald zu jener Klasse zählt«. Zu den eigentlichen Edelsteinen werden nach Blum im Handel gewöhnlich folgende gezählt: Diamant, Korund (Sapphir und Rubin), Chrysoberyll, Smaragd und Beryll, Topas, Zirkon, Granat, Turmalin, Dichroit, Amethyst, edler Opal und Chrysolith.

Hier zeigt sogleich die Angabe »im Handel«, dass die Unterscheidung nicht in der Hand der Mineralogen liegt und dass die mineralogischen Eigenschaften nicht allein den Ausschlag geben.

Vergleicht man hiermit, was E. Kluge (in seinem Handbuche der Edelsteinkunde, Leipzig 1860) in § 1, Begriff der Edelsteine, sagt: »Mit dem Worte Edelstein (pierre précieuse; precious stone, gem) bezeichnet man ein jedes Mineral, welches sich durch Härte, Glanz, Schönheit der Farbe oder Farblosigkeit, sowie in den meisten Fällen durch grössere Seltenheit und Durchsichtigkeit auszeichnet und deshalb in der Bijouterie verarbeitet wird. Man theilt sie gewöhnlich in eigentliche Edelsteine, ganz edle, oder Juwelen *(gemmae)* und Halbedelsteine, couleurte oder farbige Steine *(lapides pretiosi)* ein. Zu den ersteren rechnet man die selteneren Minerale, die sich durch bald lebhafte, bald sanfte und liebliche Farben, Durchsichtigkeit, bedeutende Stärke des Glanzes (Feuer), grosse Härte und Polirfähigkeit auszeichnen. — Die sogen. Halbedelsteine zeigen alle diese Merkmale nur in weit geringerem Grade und kommen häufiger und in grösseren Massen vor. Indessen findet bei dieser Eintheilung eine grosse Willkür statt, da manche Steine bald zu dieser, bald zu jener Abtheilung gezählt werden. Auch hinsichtlich des mercantilischen Werthes lässt sich eine scharfe Grenzlinie nicht zwischen beiden Klassen ziehen, da dieser durch verschiedene zufällige Umstände, Schliff, besondere Schönheit oder Selten-

heit der Farbe, Fehlerlosigkeit und durch die Mode bedingt ist, so dass nicht selten manche der Halbedelsteine den Juwelen vorgezogen werden«, so ersieht man ebenfalls, dass die Eigenschaften der bezüglichen Minerale allein nicht zur Begriffsbestimmung ausreichen.

Derelbe gab nun (pag. 167) nach eingehender Erörterung aller zu berücksichtigenden Verhältnisse, der mineralogischen Eigenschaften, der Bearbeitung u. s. w. eine Anordnung, wobei, soweit diese thunlich war, der reelle Werth, den die Edelsteine als Schmucksteine haben, in Verbindung mit der Härte, den optischen Eigenschaften und der Seltenheit des Vorkommens als Maassstab angenommen worden ist.

I. Juwelen oder eigentliche Edelsteine. Ausgezeichnet durch grosse Härte (die härtesten irdischen Stoffe) und Politurfähigkeit, hohes specifisches Gewicht, prächtige Farben und Klarheit, verbunden mit starkem Glanze (Feuer) und Seltenheit des Vorkommens in schleifwürdigen Exemplaren.

A. Schmücksteine ersten Ranges. Härte zwischen 8 und 10; specifisches Gewicht über 3,5; hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung entweder reiner Kohlenstoff oder reine Thonerde, oder Verbindungen der Thonerde mit anderen Erden; im Allgemeinen ist die Thonerde vorherrschend. Sehr seltenes Vorkommen in schönen Exemplaren und höchster Werth. — Diamant, Korund (Rubin und Sapphir), Chrysoberyll, Spinell.

B. Schmucksteine zweiten Ranges. Härte zwischen 7,5 und 8,0 (mit Ausnahme des edlen Opals); specifisches Gewicht meist über 3; hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung ist die Kieselsäure vorherrschend. Vorkommen schon häufiger und in grösseren Exemplaren als bei den vorhergehenden; Werth im Allgemeinen geringer als bei den Schmucksteinen ersten Ranges, in ausgezeichneten Exemplaren aber immer noch sehr bedeutend und dann geringere Sorten der vorigen übertreffend — Zirkon, Beryll (Smaragd), Topas, Turmalin, Granat (Pyrop), edler Opal.

C. Schmucksteine dritten Ranges. Bilden schon den Uebergang zu den Halbedelsteinen, da sie selten alle specifischen Merkmale der Edelsteine vereinigt zeigen. Härte zwischen 5,5 und 7,5; specifisches Gewicht meist über 2,5; Kieselsäure ist vorherrschend (mit Ausnahme von Türkis). Werth im Allgemeinen nicht sehr bedeutend; nur sehr schöne Exemplare von einigen (Dichroit, Chrysolith, Turkis) aus dieser Gruppe werden noch ziemlich theuer bezahlt. Vorkommen der meisten ziemlich häufig, jedoch selten in schleifwürdigen Exemplaren. — Dichroit, Vesuvian, Chrysolith, Axinit, Disthen (Cyanit), Staurolith, Andalusit mit Chiastolith, Epidot (Pistazit), Türkis.

II. Sogenannte Halbedelsteine. Sie zeigen die bei den Juwelen angeführten ausgezeichneten Eigenschaften in weit geringerem Grade oder nur einige derselben. Diese bilden die Schmucksteine vierten und fünften Ranges.

Wenn so gewöhnlich die Edel- und Schmucksteine mit einander zusammengestellt werden, so ergiebt sich doch, dass, so wenig übereinstimmend die Trennung durchgeführt wird, die eigentlichen Edelsteine (Juwelen) durch Jahrhunderte, ja Jahrtausende hindurch ihre Geltung behielten, dass diese Mineralvorkommnisse besonders durch hohe Härte und ein schönes Aussehen ihren Rang behauptet haben und dass man auch das schöne Aussehen allein so hoch anschlug, den minder harten edlen Opal noch zu den eigentlichen Edelsteinen zu zählen. Die Schmucksteine dritten Ranges können besser den Halbedelsteinen zugezählt werden, deren Zahl verhältnissmässig gross ist.

Da nun sachgemäss nur diejenigen Vorkommnisse einer Mineralart als Edelstein aufgeführt werden können, wenn sie zur dem Zwecke entsprechenden Verwendung sich eignen, nicht deshalb die Mineralart selbst zu den Edelsteinen zu rechnen ist, so würde eine Beschreibung der Edelsteine in diesem beschränkten Sinne, eine Beschreibung der tauglichen Varietäten hier nicht am Platze sein, weshalb es hier nur genügte, die Arten oder Varietäten zu nennen, von denen schöne Vorkommnisse als Edelsteine dienen. Die bezüglichen Mineralarten selbst werden in anderen Artikeln beschrieben werden und es genügt dann nur der Hinweis bei der Angabe des Gebrauches, dass sie als Edelsteine Verwendung finden. So wurden eine gewisse Anzahl von Mineralen, welche sich durch hohe Härte auszeichnen, als Sklerite (Sklerolithe von dem griechischen Worte skleros, hart) zusammengefasst, unter denen die Species Diamant, Korund, Chrysoberyll, Beryll, Spinell, Zirkon, Topas, Granat, Olivin und Turmalin Edelsteine liefern, während der edle Opal als minder hart, bei der Species Opal erwähnt werden wird. Dergleichen wird auch bei anderen Species, von denen gewisse Varietäten als Schmucksteine Verwendung finden am geeigneten Orte darauf verwiesen werden. Dies ist z. B. der Fall bei anderen Varietäten des Opal (s. dens.) bei verschiedenen Varietäten des Quarz (s. dens.), bei mehreren Silicaten (s. diesen Artikel) u. s. w.

Bei den Edel- und Schmucksteinen ist, um sie zweckmässig zu verwenden, nöthig, sie zu schneiden und zu schleifen, ihnen eine bestimmte Form zu geben und das Aussehen durch Politur der Schliffflächen zu erhöhen. Je nach dem Zwecke, zu welchem namentlich die Edelsteine verwendet werden sollen, wird ihnen eine bestimmte Form gegeben und wenn auch in älteren Zeiten dies weniger der Fall gewesen ist, so ersieht man doch aus den verschiedenen Schriften, welche von Edelsteinen handeln, dass Edelsteine geschliffen wurden. In neuerer Zeit hat die Bearbeitung der Edelsteine einen hohen Grad von Vollkommenheit erlangt und es spielen die Ausdrücke für die Schnittformen eine grosse Rolle, welche ausser dem Zwecke der Verwendung (ob zu Ringsteinen, zu Ohrgehängen, Broschen, Hals- und Armbändern, Nadeln u. s. w.) in ihrer Verschiedenheit besonders dazu dienen, das schöne Aussehen zu heben.

Bei den meisten Schnittformen, welche die Edelsteine durch die Bearbeitung erhalten, kann man zunächst ohne Rücksicht auf die weitere Ausführung folgende Theile unterscheiden: a) (Fig. 1) den Obertheil (Oberkörper, Krone, Pavillon, *dessus)*, das ist derjenige Theil des Steines, welchen man nach der Fassung als den hervorragenden sieht. — b) den Untertheil (Unterkörper, Cülasse, *dessus*), das ist derjenige Theil, welcher nach der Fassung nach unten zu liegen kommt, bei gewissen Fassungen nicht gesehen werden kann. — c) den Rand (Rundiste, Einfassung, Gürtel, *feuillet)*, das ist der breiteste Theil des Steines, an welchem die Befestigung beim Fassen stattfindet. Die Durchschnittsfläche, welche man sich durch die Rundiste oder den Rand gelegt denkt, trennt den Obertheil von dem Untertheile.

Bei manchen Schnittformen fehlt der Untertheil, bei manchen erscheint der Stein nur tafelförmig.

Die Rundiste darf nicht zu schmal, nicht zu dick sein, weil in jenem Falle der Stein beim Fassen leicht brechen, in dem letzten Falle nicht sicher befestigt werden kann.

Die verschiedenen Schnittformen erhielten besondere Namen und bisweilen wird der Name der Schnittform einfach auf den Edelstein selbst übertragen, so

z. B. nennt man schlichthin nach dem Brillantschnitt oder Rosettenschnitt die so geschnittenen Diamante Brillanten, Rosetten u. dergl.

Die wichtigsten Schnittformen sind folgende:

1. Der Brillantschnitt, nach welchem, beiläufig bemerkt, Cardinal MAZARIN (Min. 37–39.)

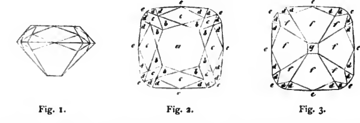


Fig. 1. Fig. 2. Fig. 3.

zuerst den Diamant schleifen liess, ist für Edelsteine im Allgemeinen der günstigste Schnitt, um Glanz und Feuer am besten hervortreten zu lassen. Er zeigt Obertheil, Rundiste und Untertheil, ersterer nimmt etwa ein Drittel, letzerer etwa zwei Drittel der ganzen Höhe des Steines ein. Beide Theile sind mit verschiedenen Flächen (Facetten) versehen, welche nach ihrer Lage verschiedene Benennungen erhalten haben. Diejenige Fläche des Obertheiles, welche die Facetten nach oben begrenzt (Fig. 2, a, welche den Obertheil des dreifachen Brillantschnittes von oben gesehen darstellt) heisst Tafel, die entgegengesetzt liegende Fläche des Untertheiles, welche die Facetten desselben nach unten begrenzt (Fig. 3, *g*, welche den Untertheil des dreifachen Brillantschnittes von unten gesehen darstellt), nennt man Callette *(culasse ou point du brillant)*. Beide gehen der Rundistenebene *e* parallel. Die Facetten *b*, welche mit einer Seite die Tafel *a* berühren, mit ihr Kanten bilden, heissen Sternfacetten; Querfacetten *d* heissen diejenigen Facetten des Ober- und des Untertheiles, welche mit einer Seite die Rundiste *e* berühren, mit ihr Kanten bilden. Nach der Zahl der Facetten unterscheidet man:

a) den dreifachen Brillantschnitt oder dreifachen Brillant. (Fig. 2, 3 und 4, in Fig. 2 den Stein von oben, in Fig. 3 von unten, in Fig. 4 von der Seite gesehen.) Bei diesem zeigt der Obertheil (Fig. 2) ausser der Tafelfläche *a* 32 Facetten, welche in drei Reihen so angeordnet sind, dass die 8 Sternfacetten *b* und die 16 Querfacetten *d* Dreiseite bilden, die zwischen ihnen liegenden 8 Facetten *c* Vierseite bilden. Auf dem Untertheile (Fig. 3) sind ausser der Calette *g* 24 Flächen in zwei Reihen vorhanden, an denen die 16 Querfacetten dreiseitig (Min. 40–42.)

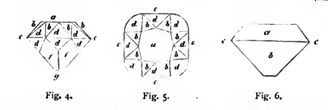


Fig. 4. Fig. 5. Fig. 6.

sind, während die anderen 8 an die Calette stossenden Flächen *f* abwechselnd Fünf- und Vierseite darstellen. Diese Schnittform zeigt also 58 Flächen.

b) den zweifachen Brillantschnitt oder zweifachen Brillant (Fig. 5, den

Stein von oben, Fig. 6, den Stein von der Seite gesehen darstellend). Derselbe zeigt am Obertheile (Fig. 5) die Tafelfläche *a* und 16 dreiseitige Facetten, welche zwei Reihen bilden, davon sind 8 (*b*) Sternfacetten, 8 (*d*) Querfacetten. Am Untertheile sind ausser der Calette *g* 8 oder 12 Facetten, von denen die Querfacetten *d* dreiseitig, die anderen fünfseitig sind. Hierher gehört auch der zweifache englische Brillant, der zweifache Brillant mit Stern. Die Grundform des Brillantschnittes ist quadratisch, kann aber auch oblong, rhombisch, rund oder oval (birnförmig) sein, auch wechseln bisweilen die Facetten in der Zahl ihrer Seiten. Ueberhaupt wechseln die Verhältnisse der Höhe und Breite, je nachdem die Steine farblos oder gefärbt sind, wenn auch gewisse Verhältnisse der Dimensionen als normale angenommen werden, wie sie für den farblosen Diamant am zweckmässigsten erschienen. Diese Verhältnisse sind: Die Höhe des Obertheiles gleich $\frac{1}{3}$ der ganzen Höhe; die Höhe des Untertheiles gleich $\frac{2}{3}$ der ganzen Höhe, der Durchmesser der Tafel gleich $\frac{4}{9}$ des Durchmessers der Rundiste; die Fläche der Calette gleich $\frac{1}{5}$ der Tafel.

An den Brillantschnitt reiht sich der von A. Caire erfundene sternförmige Schnitt (taille à étoile), welcher ausserordentlich genau ausgeführt werden muss, dagegen vom Gewicht der rohen Steine möglichst wenig wegnimmt.

Brillonetten oder Halbbrillanten heissen Steine, die nur den Obertheil im Brillantschnitt zeigen, während der Untertheil ganz fehlt.

2. Der Rosettenschnitt (Rose, Rosette, Rosenstein, Raute, Rautenstein), seit 1520 im Gebrauch, ein Schnitt, welcher angewendet wird, wenn der Stein nur mit grossem Massenverlust zum Brillant geschliffen werden könnte. Die Hauptform ist eine pyramidale. Dieser Schnitt zeigt nur einen Obertheil, während der Untertheil, wie bei den Brillonetten ganz fehlt. Es zeigt der allein vorhandene Obertheil zwei Reihen Facetten. Die 6 Facetten der oberen Reihe (Sternfacetten genannt) enden in eine Spitze und sind dreiseitige; die der unteren Reihe heissen Querfacetten und sind dreiseitig oder vierseitig und an Zahl verschieden. Man giebt den Rosetten eine runde, längliche (elliptische) oder eiförmige (ovale Form, am effectvollsten ist die kreisrunde Form der Grundfläche. Man unterscheidet verschiedene Abänderungen:

a) die holländische Rosette (gekrönte, eigentliche), (Fig. 7, den Stein von oben gesehen, Fig. 8, denselben von der Seite gesehen darstellend). Sie haben ausser der Grundfläche 6 Sternfacetten und 18 dreiseitige Querfacetten.

b) die Brabanter Rosetten mit ebensoviel dreiseitigen und gleichvertheilten Facetten, wobei die Sternfacetten sich weniger hoch erheben, die pyramidale Form gedrückter erscheint, während bei den eigentlichen wohlgeschliffenen Ro-

(Min. 43—46)

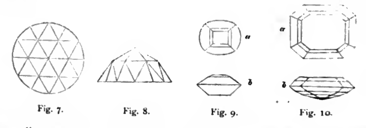


Fig. 7. Fig. 8. Fig. 9. Fig. 10.

setten die Höhe des Steines die Hälfte vom Durchmesser der Grundfläche haben soll.

c) die von den Holländern Vlackke Moderoòzen genannten Rosetten, welche 6 dreiseitige Sternfacetten und nur 6 vierseitige Querfacetten haben.

Brioletten oder Pendeloquen (wie bei Ohrgehängen) werden auch hierher gezählt, indem sie die Form zweier mit der Grundfläche vereinigten holländischen Rosetten besitzen.

3. der Tafelsteinschnitt, bei Steinen von geringer Dicke angewendet. Ober- und Untertheil sind vierseitig (quadratisch oder oblong) pyramidal, die Spitzen der beidseitigen Pyramide sind stark abgeschnitten, im Obertheile durch die Tafel, im Untertheile durch die Calette (Fig. 9, a, den Stein von oben gesehen, 9, b, von der Seite gesehen darstellend), weshalb die Steine flach sind. Bisweilen werden auch noch, wie die Figuren zeigen, die Kanten zwischen der Tafel und den 4 Facetten des Obertheiles abgeschliffen, oder man legt an die Tafel oder an die Rundiste willkürlich dreiseitige Facetten an. Sehr flache Tafelsteine werden Dünnsteine genannt, halbgrundige Tafelsteine dagegen solche, bei welchen die Calette grösser ist als die Tafel.

4. der Dicksteinschnitt oder der sogen. indische Schnitt. Er nimmt in der Hauptform den Umriss des Brillantschnittes an, wie Fig. 1 zeigt, hat Obertheil und Untertheil. Der Obertheil hat ausser der Tafel nur 4 vierseitige Facetten in der Gestalt von Paralleltrapezen, oder es werden die vier von der Tafel zur Rundiste laufenden Kanten abgeschnitten, wodurch er im Obertheile 8 vierseitige Facetten hat. Am Untertheile sind auch 4 eine Pyramide bildende Facetten mit oder ohne Calette und bisweilen werden auch die 4 von der Rundiste auslaufenden Kanten weggeschnitten.

5. Der Treppenschnitt, welcher besonders bei farbigen Steinen angewendet wird. Er zeigt Ober- und Untertheil. Die Form der Steine ist quadratisch oder achtseitig, sechsseitig oder zwölfseitig. Zwischen der Tafel und Rundiste liegen gewöhnlich zwei Reihen vierseitiger Facetten, welche Paralleltrapeze bilden (Fig. 10, a, den Stein von oben gesehen, 10, b, von der Seite gesehen darstellend). Am Untertheile sind 3 oder 4 Reihen solcher Flächen zwischen Rundiste und Calette, welche letztere meist fehlt, wobei die bezüglichen Flächen der von der Rundiste entferntesten Flächen in eine Spitze auslaufen, Dreiseite bildend.

6. Der gemischte Schnitt, auch bei gefärbten Steinen besonders in Gebrauch. Der Obertheil zeigt Brillantschnitt, der Untertheil Treppenschnitt. Daran reiht sich der Schnitt mit verlängerten Brillantfacetten und der Schnitt mit doppelten Facetten.

7. Der muschlige oder mugelige Schnitt *(en cabochon)*, wobei die Steine an beiden Theilen convex geschliffen werden oder nur der convexe Obertheil mit ebener Grundfläche vorhanden ist. Dieser Schnitt wird bei Steinen angewendet, welche Farbenwandelung, Opalisiren, Irisiren oder einen Lichtschein zeigen (s. optische Eigenschaften), um diese Eigenschaft möglichst hervortreten zu lassen. Auch werden am Obertheile oberhalb der Rundiste Facetten angebracht oder der Obertheil wird ganz facettirt.

Ausser diesen angeführten Schnitten giebt es noch verschiedene andere zum Theil willkürliche, welche oft von der Grösse abhängen, sowie auch bei grossen Steinen die Zahl der Facetten und der Facettenreihen beliebig vermehrt wird, namentlich, wenn die Steine zu besonderen Zwecken verwendet werden.

In Betreff der Namen der Edelsteine ist schliesslich zu bemerken, dass die Juweliere nicht immer die Steine mit den mineralogischen Namen der Arten oder Varietäten benennen. Es nennen z. B. die Mineralogen den blauen Korund

Sapphir, den rothen Rubin, andere Varietäten nicht besonders nach der Farbe, während bei den Juwelieren der farblose Korund weisser Sapphir, der gelbrothe Korund orientalischer Hyacinth, der schwach violblaue orientalischer Amethyst, der hochgelbe, citronen- oder weingelbe Korund orientalischer Topas, der dunkelgrüne Korund orientalischer Smaragd, der grünlichblaue Korund orientalischer Aquamarin, der gelblich grüne Korund orientalischer Chrysolith genannt werden und doch die Namen Hyacinth, Amethyst, Topas, Smaragd, Aquamarin und Chrysolith mineralogische Namen für andere Mineralarten oder Varietäten sind. Es ist damit keineswegs eine Täuschung beabsichtigt, wenn werthvolle Steine mit Namen weniger werthvollerer Mineralarten benannt werden, wie man z. B. im Gegentheil Bergkrystalle rheinische, marmoroscher, savoyische, böhmische u. s. w. Diamanten benannt findet, indem solche von den mineralogischen Namen verschiedene Namen nur als Handelsnamen in Gebrauch sind.

Der Erdball als Ganzes und seine Beschaffenheit.

von

Professor Dr. **von Lasaulx.**

Die Erde besitzt die Gestalt eines an den Polen abgeplatteten kurzachsigen aber unregelmässigen Ellipsoides und beschreibt als Planet eine fast kreisförmige Bahn um die Sonne.

Zur Erkenntniss der wirklichen Gestalt der Erde führten die Versuche, ihre Grösse zu bestimmen. Von der angenommenen Kugelgestalt derselben ausgehend, war dieses möglich nach dem Satze: Der Durchmesser einer Kugel ist bekannt, wenn der Winkel und die Länge des Bogenstückes eines grössten Kreises der Kugel gegeben sind. Um diese zu ermitteln, wurden die Gradmessungen begonnen. Diese hatten schon zu Ende des 17. und zu Anfang des 18. Jahrhunderts das durch zahlreiche spätere Messungen immer genauer begründete Resultat, dass die Erde eine abgeplattete Kugel sei. Es ging dieses vornehmlich aus zwei Thatsachen hervor, die man schon bei den ersten Arbeiten dieser Art beobachtete, einmal die Ungleichheit der Secundenpendel an den Polen und am Aequator und zweitens die ungleiche Länge der Meridianbogenstücke von gleichem Winkel wiederum an den Polen und am Aequator.

Die erste Bestätigung der ersteren schon von Picard (dieser maass 1669—70 einen Meridianbogen von Malvoisine bis Amiens) ausgesprochenen Thatsache gab im Jahre 1672 Richer, der in Cayenne die nothwendige Verkürzung des Secundenpendels genau nachwies. Newton und Huyghens erklärten dann diese Erscheinung durch die Abplattung.

Die Schwingungen eines Pendels d. h. die absolute Dauer der Oscillationen ändert sich mit der Intensität der Schwerkraft. Da am Aequator ein Pendel langsamer schwingt, daher verkürzt werden muss, um Secundenpendel zu bleiben, so ist also die Anziehung der Schwerkraft hier eine geringere als an den Polen. Die Schwerkraft nimmt ab mit dem Quadrate der Entfernung vom Anziehungsmittelpunkt, folglich muss am Aequator dieser letztere von einem Pendel entfernter sein, als an den Polen, d. h. die Erde muss an den Polen abgeplattet sein.

Dabei ist auch die Rotation der Erde noch mit im Spiele. An jedem Punkte der Erdoberfläche wirkt die von der Schnelligkeit der Rotation abhängige Centrifugalkraft der Schwerkraft in gewissem Sinne entgegen. Auch diese Flieh-

kraft lässt sich für jeden Theil der Erdoberfläche bestimmen; denn sie ist abhängig von dem Bogen, den ein Punkt in einer gewissen Zeit beschreibt. Diese Bogen können wir an der Erdoberfläche messen. Dabei ergiebt sich, dass die Centrifugalkraft keineswegs überall dieselbe ist, sondern dass sie von den Polen nach dem Aequator stetig zunimmt. Das beweist, dass jeder Punkt am Aequator in gleicher Zeit eine grössere Bahn durchläuft, einen grösseren Bogen beschreibt, als an den Polen. Auch hieraus folgt also die abgeplattete Gestalt der Erde.

Aus der Beobachtung der Ungleichheit der Meridianbogenstücke, wie sie die berühmte französische Gradmessung in den Jahren 1735 und 36 in Peru und Lappland ergab, folgt die ellipsoidische Gestalt der Erde in vollkommener Uebereinstimmung mit jenen Messungsresultaten nach dem Satze: Ein Bogen von gleichem Winkel ist um so länger, je näher er der kleinen, um so kürzer, je näher er der grossen Achse einer Ellipse gelegen ist. Für Peru ergaben die Messungen die Länge eines Meridiangrades zu 56753 Toisen (110609 Meter) für Lappland zu 57437 Toisen (111949 Meter) mithin ein Unterschied von 316 Toisen (600 Meter).

Spätere Messungen bestätigten auch die Unregelmässigkeit des Ellipsoides, da sich nach diesen ergab, dass die Grösse der Meridiangrade selbst unter gleicher Breite an verschiedenen Stellen der Erde eine verschiedene ist.[1])

Zahlreiche spätere Versuchsreihen hatten die Bestimmung des numerischen Werthes der Abplattung zum Gegenstande. Zu ganz übereinstimmenden Resultaten führten dieselben nicht und hierzu wird es ohne Zweifel noch vieler sorgsamer Gradmessungen bedürfen.

Die ausgedehnteste Reihe von Beobachtungen rührt von dem Engländer Edward Sabine her, der an 13 Punkten sehr verschiedener Breite, vom Aequator bis zum 80. Breitengrade Pendelmessungen ausführte. Ausser ihm haben eine ganze Reihe anderer Forscher ähnliche Beobachtungen angestellt. Neuerdings hat J. B. Listing[2]) alle bisherigen Messungen und darauf basirte Berechnungen einer eingehenden Revision und theilweisen Neuberechnung unterworfen. Die von ihm erhaltenen Werthe können augenblicklich wohl für die der Wahrheit am nächsten kommenden gelten. Für die Abplattung der Erde nimmt er den Werth $\frac{1}{288,4}$ an, d. h. also dieselbe beträgt den 288. Theil des Erddurchmessers. Diese Zahl stimmt mit dem von Sabine gefundenen Werthe nahezu überein. Die von Bessel aus zehn verschiedenen Gradmessungen berechneten Werthe für die Längen der Erdachsen sind: die Polarachse = 1713 geogr. Meilen, die Aequatorialachse = 1719 Meilen; der Aequatorialhalbmesser: 6 Million 377 397 Meter, der Polarhalbmesser: 6 Million 356078 Meter, die Differenz beider gleich 21 319 Meter oder $4\frac{1}{2}$ mal so viel als die Höhe des Montblanc. Der Werth für die Abplattung, der sich hieraus ergiebt, ist $\frac{1}{299}$.

Zwischen den beiden angegebenen Werthen $\frac{1}{288}$ — $\frac{1}{299}$ schwankt also noch heute die Annahme für die Abplattung; denn auch den Bessel'schen Bestimmungen wird ganz besonders von Astronomen eine grosse Zuverlässigkeit zuerkannt und mit dem von Airy berechneten Werthe stimmen sie fast vollkommen überein, obwohl beide Astronomen, von verschiedenen Grundlagen ausgehend, verschiedene Methoden der Rechnung in Anwendung gebracht hatten.

[1]) Die Abplattung der Erde lässt sich auch noch auf einem dritten Wege erkennen, nämlich durch astronomische Berechnung aus der Mondbewegung. Es erschien nicht nöthig, darauf hier näher einzugehen.

[2]) Gestalt und Grösse der Erde. Göttingen 1872. pag. 10 ff.

Ebenso entbehrt auch die Feststellung der Grösse des Erdkörpers und der Erdoberfläche noch der vollkommenen Sicherheit und Genauigkeit. Da die Länge eines Erdhalbmessers noch nicht bis auf ein Kilometer genau festgestellt ist, so sind natürlich die Werthe für das Oberflächenareal ebenfalls noch sehr ungenau. Nach Listing beläuft sich diese Unsicherheit unserer Kenntniss des Areals der Erdoberfläche immerhin noch auf den fünffachen Flächeninhalt der Insel Sicilien.

Die Oberfläche der Erde beträgt aber angenähert 51000 Millionen Hektaren und ihr Volumen 1082841 Millionen Kubikmeter.

Von weit grösserer Bedeutung für die Geologie und die Entwickelungsgeschichte der Erde ist die Kenntniss ihrer Dichte oder ihres specifischen Gewichtes. Man versteht hierunter bekanntlich den Quotienten aus Masse und Volumen, d. h. die Dichte $d = \frac{m}{v}$.

Gleichartig zusammengesetzte oder homogene Körper sind für alle einzelnen Theile gleich dicht, ungleichartig zusammengesetzte besitzen ein durchschnittliches oder mittleres spec. Gew., das nicht mit dem der einzelnen Theile übereinstimmt. Sind aber für einen solchen Körper bekannt: die Dichtigkeit einzelner Theile und auch seine durchschnittliche oder mittlere Dichte, so lässt sich daraus die Dichte der fehlenden Theile berechnen, sowie andererseits auch aus dem bekannten spec. Gewichte aller einzelnen Theile sich das mittlere spec. Gewicht des zusammengesetzten Körpers ergiebt.

Darauf beruht zunächst die Wichtigkeit der Bestimmung der mittleren Dichte der Erde, deren oberflächliche Theile uns bekannt sind, dass daraus Schlüsse auf das unbekannte Innere gezogen werden können.

Die zur Bestimmung der mittleren Dichte der Erde angewendeten Methoden sind verschieden; sie beruhen aber alle darauf, dass die Anziehung d. h. die Schwerkraft der Erde verglichen wird mit der Anziehung von Körpern von genau bekannter Dichtigkeit. Es kommt hierbei der Satz zur Anwendung, dass die Anziehungen zweier Körper sich direkt verhalten wie ihre Massen, umgekehrt wie die Quadrate der Entfernungen und ferner, dass die Massen sich verhalten wie die Produkte aus Volumen und Dichte.

Wenn wir mit A und a die Anziehungskraft zweier Körper auf einen dritten, mit E und e die Entfernungen derselben von diesem und mit M und m ihre Massen bezeichnen, so drücken sich diese Gesetze in folgenden Gleichungen aus:

$$A : a = M : m.$$

Aus dem oben gegebenen Begriff der Dichte $d = \frac{m}{v}$ folgt aber, dass $M = D \cdot V$ und $m = d \cdot v$ daher

$$A : a = D\,V : d\,v \text{ und auch } M : m = D\,V : d\,v.$$

Da aber auch

$$A : a = e^2 : E^2,$$

so ist endlich auch

$$A : a = \frac{D \cdot V}{E^2} : \frac{d \cdot v}{e^2}.$$

Ist also in einem Falle die Anziehung A und a bestimmt, die Masse des einen der beiden Körper und die Entfernung beider von einem dritten bekannt, so lässt sich die Masse des zweiten berechnen. Aus der Kenntniss des Volumens folgt dann die Dichte. Im vorliegenden Falle ist die gesuchte Dichtigkeit D die der Erde.

Vier verschiedene Wege sind eingeschlagen worden, um die Anziehungskraft der Erde mit der eines anderen Körpers von bekannter Masse, Dichtigkeit und Volumen zu vergleichen. Die erste Methode beruht auf der Bestimmung der Ablenkung des Bleilothes aus der Verticalstellung unter der seitlich wirkenden Anziehung eines Berges, der aus bekannten Gesteinen von bestimmtem spec. Gewicht zusammengesetzt und seinem Volumen nach zu berechnen ist.

Das Verdienst, auf diese Weise zuerst die Dichtigkeit der Erde bestimmt zu haben, kommt dem bekannten Geologen HUTTON zu, der auch für die richtige Erkenntniss der vulkanischen und plutonischen Vorgänge bahnbrechend gewesen ist. In Vereinigung mit seinem Landsmann MASKELYNE stellte er in den Jahren 1774—76 Beobachtungen über die Ablenkung an, die der Berg Shehallien in Pertshire (Schottland) auf das Bleiloth ausübte. Das Verhältniss des Winkels, um welchen das Loth abgelenkt wird, zum rechten Winkel ist gleich dem Verhältnisse der Anziehung der Masse des Berges zu der der Masse der Erde. Wird Volumen und mittlere Dichte des Berges berechnet (gerade diese Werthe waren bei der Gestalt und Gesteinszusammensetzung des Shehallien gut zu erhalten), so kann man bei bekanntem Volumen der Erde nach dem obigen Satze ihre Dichte entwickeln. HUTTON erhielt auf diese Weise den Werth 4,7 für D, den er später aber auf 5 erhöhte. PLAYFAIR und SEYMONS haben ebenfalls später die Berechnung unter möglichst eingehender und genauer Feststellung aller örtlichen Verhältnisse erneuert und dann das Resultat $D = 4{,}867$ erhalten.

Eine zweite Methode gründet sich auf die Anwendung der sog. Drehwaage. Man versteht darunter im Allgemeinen ein von COULOMB erfundenes Instrument, mittelst dessen man sehr geringe Kräfte zu messen vermag; sie dient gewöhnlich zur Messung schwacher elektrischer und magnetischer Ströme. In einfachster Form besteht sie aus einem in horizontaler Lage im Schwerpunkte an einem Faden aufgehängten Holzstäbchen, an dessen beiden Enden sich zwei gleichgrosse Metallkugeln befinden. Vermöge seiner Schwere kommt der horizontale Balken zur Ruhe, die Schwere ist aber die Anziehungskraft der Erde.

Nähert man den Kugeln des Stabes einen Körper von bekannter Masse und Dichte, so zieht dieser dieselben an, bringt den Balken aus seiner Lage und versetzt ihn in Schwingungen, deren Ausschlag die Grösse der Anziehung bestimmen lässt. Aus dieser kann man wie oben wieder auf die Dichte der Erde schliessen.

Es erheischt nun die Ausführung solcher Versuche einen mit ganz besonderen Vorsichtsmaassregeln versehenen Apparat, um jeden störenden Einfluss auszuschliessen. Wegen der näheren Beschreibung eines solchen mag auf die Lehrbücher der Physik verwiesen werden.[1]

Versuche mit der Drehwaage wurden zuerst von MICHELL und CAVENDISH ausgeführt; bei Anwendung von Bleikugeln ergaben dieselben für $D = 5{,}48$. REICH erhielt später bei sehr sorgfältig ausgeführten Versuchsreihen unter Anwendung gusseiserner Kugeln $D = 5{,}49$. Ebenso berechnete BAILY als Mittel aus über 2000 Beobachtungen $D = 5{,}66$. Im Jahre 1872 unternahmen CORNU und BAILLE eine fernere grosse Zahl erneuerter Bestimmungen nach dieser Methode und erzielten für die in den Sommer fallende Beobachtungsreihe $D = 5{,}56$, für den Winter den etwas kleineren Werth $D = 5{,}50$.[2]

Die Anwendung der Drehwaage hat vor den anderen Methoden ziemlich

[1] Z. B. MARBACH's physik. Lexicon, Artikel Erde, Bd. II., pag. 909.

[2] PESCHEL-LEIPOLDT, Phys. Erdkunde. p. 181. Compt. rend. LXXVI. 1873. p. 954.

wesentliche Vorzüge. Einmal kann man dabei von Kugeln aus verschiedenen Materien ausgehen und muss doch übereinstimmende Resultate erhalten, dann aber hat man nicht nöthig, hypothetische Annahmen über die Zusammensetzung und Gestaltung eines zur Berechnung in Betracht kommenden Theiles der Erdrinde zu machen. Und so sind die so erhaltenen Werthe für die Dichte der Erde auch die zuverlässigsten und stimmen untereinander am nächsten überein.

Eine dritte Methode zur Bestimmung der Erddichte geht wieder von Pendelbeobachtungen aus: sie vergleicht die wirkliche Länge eines Secundenpendels auf dem Gipfel eines hohen Berges mit der von irgend einem Punkte am Meere ausgehend theoretisch berechneten Länge eines solchen Pendels in der gleichen Höhe jenes Berges, aber in freier Luft. Die Differenz zwischen der wirklich gefundenen Länge des ersteren Pendels und der berechneten Länge des anderen ist die Folge der anziehenden Wirkung der Masse des Berges, die wieder annähernd bekannt sein muss. Carlini erhielt nach dieser Methode auf dem Mont Cenis den später von Schmidt neu berechneten Werth $D = 4,837$.

Nahe verwandt ist die vierte Methode. Die Pendelschwingungen gleich langer Pendel oder die verschiedenen Längen von Secundenpendel in sehr tiefen Bergwerken und an der Erdoberfläche werden mit einander verglichen. Hieraus ist der Einfluss des Theiles der Erde auf die Pendel zu bestimmen, der zwischen den beiden Beobachtungsstationen liegt. Dieser ist gleichzeitig durch den Bergbau erschlossen und daher bezüglich seiner Masse ziemlich gut bekannt. Airy stellte solche Versuche in der Kohlengrube Harton bei Newcastle an, die Resultate derselben, durch Haughton einer erneuerten Berechnung unterworfen, ergaben $D = 5,48$. Ebenso berechnete Drobisch nach Beobachtungen in den Gruben von Dolcoath in Cornwall für $D = 5,43$.

Es kann somit unter Zugrundelegung der meist übereinstimmenden und zuverlässigsten Versuchsreihen der Werth 5,5 als der mittleren Dichte der Erde entsprechend angenommen werden. Jedenfalls ist dieselbe grösser als die Dichte des Magneteisens, die auf rund 5 angenommen werden kann (4,9—5,2). Da nun aber die oberen Theile der Erdfeste soweit uns dieselbe zugänglich ist und wir die Gesteine kennen, die dieselbe zusammensetzen, nur eine durchschnittliche Dichte von 2,5 besitzen, ein Werth, der sich bis auf 1,5 herabsetzt, wenn wir in Betracht ziehen, dass der grösste Theil der Erdoberfläche von Wasser bedeckt ist, das nur das spec. Gewicht 1 hat, so ist also der Schluss ein vollkommen gerechtfertigter, dass die Erde in ihrem Inneren eine sehr viel grössere Dichte besitzen müsse, um den hohen durchschnittlichen Werth des spec. Gewichtes erhalten zu können.

Dass die Dichte nach dem Centrum der Erde zunehme, kann somit als gewiss gelten; das Gesetz der Zunahme ist noch unbekannt, wenngleich es nicht an Versuchen fehlt, es zu bestimmen. Légendre hat zuerst ein Gesetz dieser Zunahme aufgestellt, das auch Laplace in seiner Mécanique céleste adoptirt hat. Hiernach ist die Dichte von dem Druck abhängig und zwar in der Weise, dass die durch eine bestimmte Druckzunahme erfolgende Compression um so geringer ist, je grösser die vorhandene Dicke bereits ist: d. h. die Zunahme der Dichte durch Vermehrung des Druckes um den Betrag einer Atmosphäre ist umgekehrt proportional der schon vorhandenen Dichte. Hiernach würde, an der Oberfläche der Erde 2,5 angenommen, die Dichte der Erdmasse in der Mitte des Halbmessers = 8,5 sein, im Mittelpunkte = 11,3. Auf Grund eines anderen Gesetzes

kam E. ROCHE[1]) durch theoretische Betrachtungen zu ähnlichen Resultaten. An der Erdoberfläche fand er die Dichte = 2,1; in der Mitte des Erdradius = 8,5, im Centrum = 10 · 6, also ungefähr die Dichte des ged. Silbers (nach G. ROSE = 10,5).

Man darf freilich solchen theoretischen Speculationen nur bedingungsweise eine Bedeutung beimessen. Denn die grosse Verschiedenartigkeit der Bestandtheile, die gänzlich unbekannte Rolle, welche möglicher Weise Gase von enormer Tension im Inneren der Erde spielen, endlich die in ihren Wechselwirkungen sowenig wie in ihren gegenseitigen Grenzen bestimmbaren physikalischen Vorgänge, die mit der stetigen Zunahme des Druckes und der gleichzeitigen Steigerung der Temperatur im Inneren der Erde eingeleitet werden, erschweren jedenfalls die Erkenntniss der Gesetze, nach welchen die Zunahme der Dichtigkeit fortschreitet.

Das gilt ebenso für die Gesetze, nach denen die Wärme im Erdkörper vertheilt ist.

Als Quelle der Wärme auf und in der Erde kommt zweierlei in Betracht, einmal die Wärme, welche der Erde von Aussen zugeführt wird und diejenige, welche sie durch die in ihrer eigenen Entwickelung bedingten Vorgänge als Eigenwärme besitzt. Für die erstere ist nur eine Quelle hier in Betracht zu ziehen, die Sonne; denn von der Wärme, welche noch auf anderem Wege aus dem Weltraume der Erde zustrahlt, kann man füglich absehen, da darüber noch keinerlei sichere und vollkommen bestätigte Beobachtungen vorliegen.

Während in der Atmosphäre und bis in die Oberfläche der Erde hinein die von der Sonne der Erde zustrahlende Wärme vorherrscht, hat im Inneren des Erdkörpers die Eigenwärme das Uebergewicht. Beide Zonen sind, wie im Folgenden gezeigt wird, durch eine bestimmte Grenzlinie getrennt.

Die von der Sonne der Erde zugeführte Wärmemenge erscheint als eine sehr grosse, wenn ihrer Bestimmung die Betrachtungen POUILLET's zu Grunde gelegt werden. Nach diesem entsendet die Sonne in der Minute auf jeden Quadratcentimeter normal zu den auffallenden Sonnenstrahlen eine Zahl von Wärmeeinheiten $= \frac{1,76}{1000}$.
Eine erneuerte Berechnung durch M. CROVA bringt diese Zahl auf $\frac{2}{1000}$.[2])
Daraus würde sich für die ganze von den Strahlen betroffene Oberfläche in der Minute der Werth berechnen

$$\frac{2\pi r^2}{100}$$

worin r der Erdradius ist, in Centimetern ausgedrückt.

Ist nun eine Wärmeeinheit gleich 425 Kilogrammmeter d. h. = einer mechanischen Kraft, gleich derjenigen, die 425 Kilogramm um 1 Meter zu heben und eine Wärmeeinheit zu erzeugen vermag, unter letzterer die Wärmemenge verstanden, die 1 Kilogramm Wasser um 1° C. zu erwärmen ausreicht, so hat man dann für die Minute:

$$\frac{2\pi r^2 \cdot 425}{1000}$$

dieses noch durch 60 dividirt für die Secunde. Hieraus ergiebt sich durch Division mit 75 die Zahl der Pferdekräfte Dampf, denen die Wärmewirkung der

[1]) RADAU, Constitution intérieure de la terre. Paris 1880.

[2]) Comptes rendus LXXXI. 1205.

Sonne gleichkommt. Hiernach würde diese nur auf unsere Erde die Summe von 200 Trillionen Pferdekräfte Dampf betragen.[1])

Es würde diese Wärme, in einem Jahre gleichmässig vertheilt, ausreichen, um eine Eisschicht von 31 Meter Dicke über die ganze Erdoberfläche hin zum Schmelzen zu bringen. Dennoch ist der Einfluss der von der Sonne der Erde zustrahlenden Wärme nur ein ganz geringer und nur oberflächlich an derselben in den Schwankungen der Temperaturen der Atmosphäre und des Bodens wahrzunehmen.

Die Sonnenstrahlen werden auf ihrer Bahn zur Erde zum Theil von der Atmosphäre absorbirt und diese dient hierdurch sowohl als ein Reservoir für die in ihr sich ansammelnde Wärme, als auch regulirt sie die Vertheilung der Wärme an der Erdoberfläche.

Die Schwankungen in der Temperatur der Atmosphäre, wie sie von der Stellung der Sonne nach den Tages- und Jahreszeiten abhängig sind, theilen sich der Erdoberfläche mit und diese empfängt ausserdem einen Theil der durchgelassenen Wärmestrahlen direkt. Das lässt sich in der That überall beobachten.

Die Atmosphäre erhitzt sich je nach der geographischen Lage des Ortes bis zu 30 und mehr Grad, dagegen steigt die Temperatur des Bodens unter der Einwirkung der Insolation bis zu 75° und sogar noch höher. Die Schwankungen in den Bodentemperaturen sind daher weit grösser wie in der Atmosphäre; weniger variabel wie diese ist dagegen das Meer, dessen thermische Verhältnisse später noch besonders betrachtet werden sollen.

In Folge der guten Wärmeleitungsfähigkeit des Bodens strahlt dieser in der Nacht die empfangene Wärme schneller wieder aus und kühlt sich in Folge dessen auch bedeutend ab. So lassen sich in demselben sehr wohl die täglichen und auch die jährlichen Temperaturdifferenzen unterscheiden.

Sowie man aber von der Oberfläche in den Erdboden eindringt, nimmt diese Variabilität in der Temperatur ausserordentlich schnell ab, es wird sehr bald eine Zone erreicht, in der die täglichen Schwankungen nicht mehr fühlbar sind. Nach Quetelet hören dieselben z. B. in Brüssel schon in 1,23 Meter Tiefe auf. In nicht sehr grosser Tiefe hören auch die Differenzen der Jahreszeiten auf. Man erreicht dann eine Zone, in der die Temperatur constant ist, und auch in grösseren Tiefen für jeden Ort der Tiefe constant bleibt. Diese Zone der Erdrinde bezeichnet man als die invariabele Erdschicht. Unterhalb der oberen Grenze der invariabelen Erdschicht tritt das umgekehrte Verhältniss ein, wie über derselben. Während hier von der Erdoberfläche aus eine Abnahme der Temperaturen sich ergiebt, nimmt dort die Temperatur nach der Tiefe hin zu.

Die obere Grenze der invariabelen Erdschicht ist für die verschiedenen Gegenden und Orte in verschiedener Tiefe gelegen Ihre Lage hängt ab von den Differenzen der maximalen und minimalen Jahrestemperaturen für jeden Ort und von der Beschaffenheit und vorzüglich der Leitungsfähigkeit des Bodens unter diesem. Sie ist wohl nirgendwo tiefer als ca. 30 Meter und nirgendwo viel weniger tief als 1 Meter. In den Kellern des Observatoriums von Paris befindet sich in 28 Meter Tiefe ein Thermometer, das schon seit 100 Jahren unverändert dieselbe Temperatur 11,83° C. zeigt.

In den Gegenden, wo die Differenzen zwischen den höchsten Sommer- und niedrigsten Winter-Temperaturen nur gering sind, liegt die Zone der

[1]) Lapparent, Traite de géognosie. p. 85.

constanten Temperatur ebenfalls in geringer Tiefe. Im Allgemeinen entspricht die Temperatur der Grenzzone der invariabelen Erdschicht der mittleren Jahrestemperatur für den Ort. So erklärt es sich, dass unter dem Aequator die constante Temperatur schon in 1—2 Meter Tiefe sich findet und da die mittlere Jahrestemperatur eine sehr hohe ist, dass daher auch in dieser Tiefe noch die entsprechende hohe Temperatur herrscht und somit die aus der Tiefe aufsteigenden Quellwasser nirgendwo eine erfrischende Kälte besitzen, wie es in den gemässigten Zonen der Fall ist. Das umgekehrte Verhältniss waltet in den Polargegenden ob. Auch hier sind die Differenzen der Jahrestemperaturen nur sehr gering und die invariabele Erdschicht beginnt daher schon in 3—4 Meter Tiefe; die mittlere Jahrestemperatur aber liegt dem Nullpunkte nahe oder sogar unter demselben und so erscheinen z. B. schon in Island alle Quellen von einer constanten eisigen Temperatur, die der im Sommer spärlich sich entwickelnden Vegetation nur schädlich wird, wenn die Wasser unmittelbar damit in Berührung kommen[1]).

Wo die mittlere Jahrestemperatur den Nullpunkt nicht erreicht, da muss also auch in der oberen Zone der constanten Temperatur dasselbe der Fall sein. Je tiefer unter Null die Jahrestemperatur gelegen ist, um so tiefer wird auch, trotz der unter der Grenze der invariabelen Schicht eintretenden Zunahme der Temperatur noch der gefrorene Boden in die Tiefe hinab reichen müssen. Damit stimmen auch die in Sibirien gemachten Erfahrungen vollkommen überein.

Am weissen Meer fanden im Jahre 1873 die Gebrüder Aubel kurz nach dem höchsten Stande der Sonne an einem recht heissen Tage in 1 Meter Tiefe unter dem mit Vegetation bedeckten Boden eine Eisschicht. Ebenso besitzt nach diesen auch die Halbinsel Kanin einen bis tief in's Innere gefrorenen Boden[2]). Die volle Bestätigung dieser Thatsache war schon früher im Jahre 1836 durch den dieserhalb viel genannten Pumpenschacht des Fedor Schergin zu Jakutsk in Sibirien gegeben worden. Im Jahre 1828 begonnen, hatte dieser Brunnen 1837 eine Tiefe von 116½ Meter erreicht, ohne dass man die Grenze des Bodeneises fand; die hier von Schergin beobachtete Temperatur war — 0,6°. Später im Jahre 1844 wurde der Brunnen von v. Middendorff im Auftrage der Petersburger Akademie durch eine Reihe von Temperaturbestimmungen sorgfältigst untersucht[3]). Hierbei ergab sich, dass schon in einer Tiefe von 6 Meter die mittlere Jahrestemperatur von Jakutsk mit — 10,15° C. erreicht wurde. Von hier an nahm die Temperatur stetig zu und am Boden des Brunnens zeigte das Thermometer noch — 3°. Es würde hiernach die Wärmezunahme auf je 15,4 Meter 1° C. betragen haben. Die Tiefe der unteren Grenze des gefrorenen Erdbodens berechnete v. Middendorff auf 186,5—195,7 Meter. Erst in dieser Tiefe würde man also wohl das Wasser erreicht haben. Jedoch sind diese Resultate unzweifelhaft zu hoch und der ursprünglich gefundene Werth von —0,6° in 116 Meter Tiefe entspricht mehr der Wirklichkeit, wie das auch der Umstand beweist, dass zu derselben Zeit ein in der Steppe Katchongin abgeteufter Brunnen das Wasser in einer Tiefe von 126 Meter thatsächlich erreichte.

Die Grenzlinie, von der nördlich die Gebiete gelegen sind, in denen die mittlere Jahrestemperatur unter 0° bleibt, bezeichnet sonach auch die Ausdehnung der ewig

[1]) Dove, Arch. der königl. Akad. d. W. Berlin 1846, 368.

[2]) H. u. K. Aubel, Ein Polarsommer. Leipzig 1874. pag. 191, 292.

[3]) Vergl. Humboldt, Kosmos Bd. IV. 46.

gefrorenen invariabelen Bodenschicht nach Süden zu; diese Linie verläuft rings um die polaren Regionen im Allgemeinen zwischen dem 56 und 64° N. B. schwankend.

Von der oberen Grenze der Zone der constanten Temperatur im Erdinneren an, nimmt aber mit der Tiefe die Temperatur stetig zu, wie dieses aus zahllosen, verschiedenartigen Beobachtungen ganz übereinstimmend sich ergeben hat.

Da die obere Grenze der invariabelen Erdschicht in verschiedener Tiefe gelegen und die in derselben herrschende constante Temperatur je nach der geogr. Lage eine sehr ungleiche für die verschiedenen Gegenden ist, so folgt daraus, dass wenn man durch alle Punkte in gewisser Tiefe unter der Oberfläche der Erde, an denen die gleiche constante Temperatur herrscht, sich Ebenen gelegt denkt, diese sehr unregelmässig gestaltete und keineswegs in irgend einer Beziehung zur sphäroidischen Gestalt der Erde verlaufende Flächen sein müssen.

Diese Flächen nennt man Chtonisothermen oder besser Isogeothermen. Dass dieselben mit der grösseren Tiefe ihre unregelmässige Gestalt immer mehr verlieren, einen mehr und mehr concentrischen Verlauf annehmen und sich der ellipsoidischen Gestalt der Erde selbst nähern, ist sehr wahrscheinlich.

An der Erdoberfläche ist der Verlauf der Isogeothermen wesentlich beeinflusst durch das Relief jener und die Temperatur der Atmosphäre.

Von der Erdoberfläche aus, z. B. von dem Nullpunkte der Niveauscalen, d. h. der Meereshöhe anfangend, zeigt sich aufwärts in der Atmosphäre eine allmahliche Abnahme der Temperatur. Die Grösse in Meter ausgedrückt, um welche man in die Höhe steigen muss, um 1° Temperaturabnahme zu erhalten, bezeichnet man als die aërothermische Höhenstufe. In gleicher Weise wird innerhalb der Erdfeste die Grösse in Metern, um welche man nach dem Mittelpunkte der Erde fortschreiten muss, um 1° Temperaturzunahme zu erhalten, geothermische Tiefenstufe genannt. Die aerothermischen Höhenstufen (nach Bischoff im Mittel 542 P. F = 175 Meter) sind nach den bisherigen Erfahrungen ungefähr 5—6mal grösser als die geothermischen Tiefenstufen.

Nun wird die mittlere Temperatur der oberflächlichen Bodenschichten wesentlich durch die mittlere Temperatur der Luft bestimmt, man kann beide annähernd gleich setzen. Folglich ist auch die Temperatur der Oberfläche höher gelegener Bergtheile abhängig von den aërothermischen Höhenstufen. Da diese aber 5—6mal so gross sind, wie die geothermischen Tiefenstufen, so müssen die Isogeothermen innerhalb eines Berges zwar nothwendig auch aufwärts steigen, aber in viel geringerem Maasse als der im Profil sich ausdrückende Contur des Berges: die Isogeothermen stellen daher flachere Sättel dar, als die Bergformen selbst. So erhalten auch die Isogeothermen unter den grossen Wasserbecken der Erde zwar eine concave Form wie diese, aber wiederum sind die Tiefenstufen in der Erde kürzer als im Wasser, d. h. die Muldengestalt jener Linien ist ebenfalls eine flachere als die der Wandungen jener Becken.

Für die Beobachtungen über die Temperaturzunahme im Inneren der Erde geht hieraus das schon von Cordier erkannte, von Bischoff und Herschel dann aber erst bestimmt ausgesprochene Gesetz hervor, dass die geothermische Tiefenstufe nur in der Normalen der Terrainböschung richtig gemessen werden kann. In grossen Ebenen ist dieses die Verticale, im Gebirge aber und auf stark einseitig geneigten Plateau's müssen die unterirdischen Beobachtungspunkte jedesmal mit dem Durchschnittspunkte der auf die nächste Böschung gezogenen Normalen

in Vergleichung gestellt werden. Erst in grösserer Tiefe ist ein allgemein in der Verticalen verlaufender Ausfluss der Wärme anzunehmen[1]).

Dass ausserdem locale Einflüsse und Störungen den regelmässigen Verlauf der Temperaturzunahme in der Erde sehr wesentlich zu beeinträchtigen vermögen, das zeigt die ganze Reihe der vorliegenden Beobachtungen, die eine grosse Verschiedenheit der geothermischen Tiefenstufen je nach der Leitungsfähigkeit der Gesteine, dem im Beobachtungsfelde obwaltenden Drucke der Gebirgsschichten, dem Contacte mit wärmeren oder kälteren Wasserströmungen im Inneren der Erde ergeben haben. Für verschiedene Gesteine erkennt man dieses schon aus der ungleichen Tiefe der invariablen Erdschicht überhaupt, die z. B. im Sandstein 1½ mal so tief gelegen ist, als im Basalt. Auf andere Verhältnisse wird noch im Folgenden einzugehen sein.

Die grösste Tiefe, bis zu welcher man überhaupt mit Bergwerken, Bohrlöchern oder artesischen Brunnen in das Innere der Erde hat eindringen und die Zunahme der Temperatur beobachten können, ist allerdings kaum 1300 Meter, also nur den fünftausendsten Theil des Erdhalbmessers. Es ist zudem nicht wahrscheinlich, dass diese Grenze noch um ein Erhebliches wird überschritten werden können, selbst wenn die Technik weitere Fortschritte macht. In grösseren Tiefen setzt der gesteigerte Druck, die hohe Temperatur und die grosse Schwierigkeit der Luftversorgung dem weiteren Eindringen des Bergbaues unüberwindliche physikalische Schranken.[2])

Daher haben alle Beobachtungen über die Wärmezunahme doch nur eine ganz peripherische Bedeutung. Nur unter Zuhülfenahme hypothetischer Voraussetzungen kann aus den Erfahrungen in diesem kleinen Erdrindentheile, empirisch auf die Gesetze im Inneren geschlossen werden. Dass das Gebiet der Beobachtung aber mit diesem nicht angenähert solche Analogien besitzt, um eine empirische Deduction zu gestatten und die Gültigkeit empirischer Gesetze in der oberen Erdrinde auch für die grösseren Tiefen zu gewährleisten, das erscheint gewiss. Und aus diesem Gesichtspunkte sind alle Beobachtungen über die Zunahme der Temperatur nach dem Erdinneren, sowie die bisher sich daraus ergebenden Werthe für die Tiefenstufe und deren Gesetze zu beurtheilen.

Zahlreiche Beobachtungen über die Zunahme der Temperatur liegen zunächst aus B e r g w e r k e n vor, Temperaturbestimmungen sowohl an der Grubenluft, dem Grubenwasser oder auch dem festen Gesteine angestellt. Letztere erscheinen als die zweckmässigsten, weil hierbei die durch die Circulation der beiden ersteren bedingten schädlichen Einflüsse vermieden werden. Auch die Beobachtungen im festen Gesteine erfordern alle möglichen Vorsichtsmaassregeln und den Ausschluss störender Einwirkungen.[3]) Daher ist auch ohne Zweifel eine grosse Zahl der überhaupt vorliegenden Beobachtungen nicht von so zuverlässigem Werthe, um daraus die geotherm. Tiefenstufe und die Gesetze der Wärmezunahme herzuleiten. Ueberall ergaben die Beobachtungen eine auffallende Variabilität der geothermischen Tiefenstufen oft in denselben oder nahe gelegenen Bergwerken.

Eine der ersten mit Berücksichtigung aller Vorsichtsmaassregeln unter der umsichtigen Leitung von Reich angestellten Beobachtungsreihen in den vielen

[1]) Poggendorff und Bischof haben die aus einer Vernachlässigung dieser Regel sich ergebenden Fehlerquellen durch Rechnung genauer festzustellen versucht. Poggd. Ann. Bd. 38. 1836. pag. 600. Bichof, Lehrb. d. chem. Geol. I. 136.

[2]) E. Hull; The coal fields of great Britain. V. Edit. London, Stanford 1881. pag. 505.

[3]) Vergl. Naumann, Geognosie. Bd. 1. pag. 43.

Gruben des sächsischen Erzgebirges stellte zwar die Zunahme der Temperatur nach der Tiefe entschieden fest, sowie auch die Constanz der Temperaturen für jede Tiefenstufe; aber ein allgemein gültiges Gesetz der Wärmezunahme war daraus ebensowenig abzuleiten, wie ein bestimmter Werth für die geothermische Tiefenstufe. Die hierfür erhaltenen Werthe schwankten sehr bedeutend und gestatten nur die Annahme eines angenäherten Mittels von 130 Fuss = 40,4 Meter.

Nach zahlreichen Beobachtungen in Preussen beträgt die geothermische Tiefenstufe im Mittel = 54,25 Meter, sie schwankt überhaupt zwischen den Extremen 15,5 und 115,5 Meter.

Von der Wiederaufzählung älterer Versuchsreihen wird hier Abstand genommen, dieselben finden sich in früheren Lehrbüchern z. Th. vollständig zusammengestellt.[1]) Nur einige neuere Beobachtungsreihen mögen hier erwähnt werden.

Im Districte der Gruben von Schemnitz in Ungarn hat neuerdings Schwartz die Wärmezunahme bestimmt. In 33 verschiedenen Baustrecken der dortigen Gruben wurden Quecksilberthermometer in Bohrlöcher von ca. ½ Meter Tiefe eingesenkt. Das Gestein bestand grösstentheils aus einem Hornblendeandesit. Da die Lage der verschiedenen Gruben über dem Meere eine sehr ungleiche war, so umfasst die Verticale der Beobachtungen 1587 Meter und der mittlere Werth für die geothermische Tiefenstufe ergab sich zu 41,40 Meter, d. h. eine totale Wärmezunahme von 38,3° für die ganze Höhe. Den Grund zu sehr bedeutenden localen Abweichungen glaubt Schwartz in der Zersetzung der reichlich vorhandenen Kiese sehen zu dürfen.[2])

In Folge zahlreicher Beobachtungen in englischen und amerikanischen Erzgruben kam Henwood zu einem Resultate, das ebenfalls den Mittelwerthen der sächsischen und preussischen Beobachtungen sehr nahe liegt. Er fand die geoth. Tiefenstufe zu 53 Meter, mit Schwankungen zwischen den Extremen von 19 Meter und 86 Meter.[3])

Im Allgemeinen ergaben die Beobachtungen in Kohlengruben niedrigere Werthe als die in Erzgruben. Ganz auffallend niedrig erscheint der Werth der Tiefenstufe, wie ihn Mateucci in einer Steinkohlengrube bei Monte Massi in Toscana erhielt. Der dortige Schacht ist 342 Meter tief und zeigt in dieser Tiefe die überraschend hohe Temperatur von 39,2° C. während die mittlere Jahrestemperatur an der Erdoberfläche und in 25 Meter Tiefe nur 16° C. beträgt. Somit ist die geothermische Tiefenstufe hier = 13,7 Meter.[4]) Der Schacht steht im tertiären Gebirge, dem auch die Kohlen angehören; vulkanische Aeusserungen in der Nähe machen den Einfluss warmer Quellen oder Gase hierbei nicht unwahrscheinlich.

Zu Anzin fand de Marsilly folgende Resultate:[5])

Schacht	I. Chabaud Latour,	Tiefe 200 Meter,	Tiefenstufe	26,73 Meter.
„	II. „	185 „	„	20,67 „
„	III. „	144 „	„	15,36 „
„	Renard	135 „	„	15,45 „

Auch diese Werthe bleiben unter denen in Erzgruben gefundenen zurück.

Ausgedehnte Beobachtungen fanden auch in den englischen Steinkohlendistricten statt. Hull theilt in seinem Werke über die englischen Steinkohlenfelder

[1]) Vergl. z. B. Naumann, Bischof u. A.

[2]) Schwartz: Nature. April 1878.

[3]) Ausland 1867. pag. 48.

[4]) Compt. rendus. XVI. 1843. 937.

[5]) Revue de Giologie. XIII. 7. Paris, Savy, 1877.

eine Reihe derselben mit.[1]) Beim Abteufen der Schächte der Rose Bridge Grube zu Ince, bei Wigan, jetzt die tiefste Grube in Grossbritanien überhaupt, fand der leitende Ingenieur Mr. BRYHAM folgende Reihe:

Tiefe in Meter.	Art der Schichten.	Temperatur der Luft.	Temperatur des Gesteins.
146,8	Blauer Schiefer	...	64,5°F.
171,4	Fester Letten	...	66°
501,6	Blauer Schiefer	...	78°
547,2	Letten	...	80°
574,5	Steinkohle	73°	83°
606,4	Fester Schiefer	75°	85°
623,7	Steinkohle	76°	86°
638,4	Fester Stein	76°	87°
672,2	„	76°	88½°
682,2	Schiefer	77°	89°
694,9	fester Schiefer	78°	90,5°
705,8	„	80°	91,5°
713,2	blauer Stein	79°	92°
730,5	fester blauer Schiefer	79°	93°
736,9	Steinkohle	79°	93½°

Wird die Temperatur der Oberfläche zu 94°F. angenommen, so erhält man also auf die ganze Tiefe von 737 Meter eine Zunahme von 44,5°F. oder eine geothermische Tiefenstufe von nur 16,1 Meter für 1°F., was für einen Grad C. umgerechnet = 29,8 Meter ergiebt. Eine andere ebenfalls bei HULL mitgetheilte grössere Beobachtungsreihe von der Dukinfield-Grube, Cheshire, ergab als geothermische Tiefenstufe = 26,7 Meter für 1°F. oder für 1°C. = 48 Meter.

Als Ursache für den Umstand, dass in den Kohlengruben demnach die Tiefenstufen im Allgemeinen geringere sind, können verschiedene Verhältnisse in Betracht kommen und zum Theil gleichzeitig wirksam sein.

Die Lagerungsverhältnisse der Steinkohlenformation zeigen einen oft wiederholten Wechsel verschiedener Gesteine: Schiefer, Sandsteine und Kohlenflötze. In diesen ist die Leitungsfähigkeit ohnehin eine sehr geringe, sie wird aber noch um ein ganz Bedeutendes vermindert, durch den oftmaligen Intervall in den Schichten; denn jeder Uebergang aus einem Medium in ein anderes ist auch für die Verhältnisse der Wärmeleitung gleich einer Verzögerung oder einer Steigerung des Widerstandes. Durch viele horizontale über einander liegende Schichten hindurch muss also die Leitungsfähigkeit in verticaler Richtung eine geringere sein, als z. B. durch steil gestellte Straten, in denen die Fortpflanzungsrichtung auf grosse Strecken in dasselbe Medium fällt. Die aus dem Inneren der Erde aufdringende Wärme wird also hiernach verschiedene Stufen zu zeigen vermögen. Die Zunahme der Temperatur ist umgekehrt proportional der Fortpflanzung und Abgabe der Hitze nach oben, der grösseren Leitungsfähigkeit entspricht ein höherer Werth der geotherm. Tiefenstufe. Dafür war schon ein älteres Beispiel ganz besonders instructiv. CORDIER fand in zwei Steinkohlengruben bei Carmeux im Depart. Tarn in Frankreich, den Gruben von Ravin und Castillan, die nur 2 Kilom. von einander entfernt liegen, sehr wesentliche Unterschiede ihrer geotherm. Tiefenstufen: in der ersteren 42 Meter, in der letzteren nur 28 Meter für 1° C. CORDIER erklärte dieses durch das grosse Leitungsvermögen eines mächtigen Kupfererz-

[1]) HULL, l. c. pag. 485 ff.

ganges, in dessen Strichrichtung die Grube Ravin gelegen ist. Ganz ähnliche Beobachtungen liegen auch aus den Erzrevieren von Cornwall vor, wo die Erzgänge eine um 1—2,8° C. höhere Temperatur aufweisen als erzfreies Gestein, wo in den Kupfererzgängen eine höhere Temperatur als in den Zinnerzgängengefunden wird.[1])

Andererseits kommen in den Kohlengruben die Einflüsse des Druckes ganz gewiss auch bei der localen Temperatur mit zur Geltung. Der Bergmann weiss den Unterschied, der in dieser Beziehung oft in derselben Grube obwaltet, ganz genau zu schätzen. An den einen Stellen widersteht das zum Stützen der unterirdischen Baue verwendete Grubenholz lange und ausdauernd dem Druck, an anderen ist eine Arbeitsstrecke kaum im Holze zu erhalten, so wird es unter dem Drucke zermalmt. Dazu kommt dann die Erfahrung, dass stets in den Grubenbauten dieser grössere Druck im Gebirge örtlich mit den höheren Temperaturen zusammenfällt.

Endlich aber sind die in den Kohlenflötzen stattfindenden chemischen Zersetzungsvorgänge ohne Zweifel ein ferneres wirksames Agens zur Erhöhung der Temperatur, wie das wiederum in der Beobachtung eine Stütze findet, dass auch die Entwicklung der sog. schlagenden Wetter gerade in sehr heissen Strecken der Flötze mit Vorliebe zu erfolgen scheint.

Auch aus zahlreichen Beobachtungen in artesischen Brunnen und Bohrlöchern sind fernere Werthe für die geotherm. Tiefenstufe gewonnen worden, von denen manche ganz besondere Zuverlässigkeit besitzen. Auch hier schwanken allerdings die Werthe in weiten Grenzen.

Einige der werthvolleren dieser Zahlen sind:

Rüdersdorf (Berlin) . . .	totale Tiefe = 290 Meter,	Tiefenstufe	30,00 Meter,
Neusalzwerk (Westphalen)	„ „ 644 „	„	29,20 „
Mondorf (Luxemburg) . .	„ „ 502 „	„	31,04 „
Pitzbühl (Magdeburg) . .	„ „ 151 „	„	26,50 „
Artern (Thüringen) . . .	„ „ 333 „	„	40,00 „
La Rochelle (Frankreich) .	„ „ 126 „	„	20,1 „
Saint André (Eure) . . .	„ „ 253 „	„	30,95 „
Mouillelonge (Creusot) . .	„ „ 816 „	„	30,7 „
Torcy (Creusot)	„ „ 554 „	„	30,7 „

Sowohl die Beobachtungen in den Bergwerken als in den artesischen Brunnen und Bohrlöchern haben aber ausser der allgemeinen Zunahme auch noch übereinstimmend ergeben, dass die geothermischen Tiefenstufen mit der Tiefe erheblich zunehmende Werthe erhalten.

Arago hatte schon zusammen mit Dulong und Walferdin darauf bezügliche Beobachtungen an dem Bohrloche von La Grenelle gemacht.[2]) Bestimmter ergiebt sich dieses aus den drei hier folgenden Beobachtungsreihen.

Sperenberg.			Rüdersdorf.			Neusalzwerk.		
Tiefe in Meter.	Beobacht. Temperatur.	Tiefenstufe.	Tiefe.	Temperatur.	Stufe.	Tiefe.	Temperatur.	Stufe.
26,7	9° C.	20,2 Meter	26	8,50° C.	11,3 Meter	26	8,7° C.	14,8 Meter
313,9	23,2°	32 „	123,4	17,12°	34 „	188,4	19,7°	29,4 „
627,7	33°	31,4 „	212,8	19,75°	19,5 „	417,4	27,5°	54,1 „
941,6	43°	64,1 „	285,9	23,50°		628,6	31,4°	30,9 „
1268,6	48°					696,5	33,6°	

[1]) Pogg. Ann. XIII. 367.

[2]) Arago, Notes scientifiques. III. p. 370.

Bei der durchweg im Ganzen unverkennbar hervortretenden Zunahme der Werthe für die geothermischen Tiefenstufen sind die im Einzelnen auffallenden Anomalien ohne Zweifel auf Störungen in der Beobachtung zurückzuführen, wie sie sowohl in der Zufuhr kälterer und schwererer Wasser in die Tiefe oder auch in dem Vorhandensein besonders beschaffener Schichten beruhen können.

Auch die Beobachtungen in den grossen Tunnels haben wichtige Beiträge zur Lehre der Geothermik geliefert. Sie dringen, wenn auch nicht in verticaler Richtung, so doch tiefer in das Innere der Gebirgsmassen ein, als es vorher möglich gewesen.

Der Tunnel durch den Mont Cenis hat seine höchste Sohlenstelle fast genau unter dem höchsten Gebirgskamme. Dieser misst 2905 Meter über Meer, jene 1296 Meter, so dass die Differenz in der Verticalen rund 1600 Meter beträgt. In folgender Tabelle sind die Resultate der Beobachtungen von Giordano zusammengestellt.[1])

	Entfernung vom Südportal.	Tiefe unter der Oberfläche.	Luft-Temperatur.	Gesteins-Temperatur.
1.	500 Meter	—	10,5°	14,2°
2.	1000 „	520 Meter	15,3°	17°
3.	2000 „	—	17,8°	19,5°
4.	3000 „	—	20,3°	22,8°
5.	4000 „	—	23°	23,6°
6.	5000 „	910 „	24,5°	27,5°
7.	6000 „	1370 „	26,8°	28,8°
8.	6450 „	1609 „	30,1°	29,5°
9.	6662 „	—	—	28°
10.	7000 „	1447 „	25°	27°

Die höchste beobachtete Temperatur entspricht der Mitte des Tunnels: 29,5. Ueber diesem Punkte in der nach der Oberfläche gezogenen Verticalen mag im Ausgangspunkte der letzteren, die hier ziemlich die Sattelhöhe des Gebirges trifft, eine mittlere Jahrestemperatur von — 3° herrschen. Daraus ergiebt sich für die geothermische Tiefenstufe ein Werth von 49,5 Meter.

Bei dem Fortschreiten von der Stufe 7 bei 1370 Meter unter der Oberfläche bis zu 8 mit 1609 Meter, also bei einer Differenz von 239 Meter ergiebt sich gleichwohl, wie aus der Tabelle ersichtlich, nur eine Zunahme von 0,7°; und vorhergehend entspricht der verticalen Differenz zwischen 6 und 7 von 460 Meter nur eine Temperaturzunahme von 1,3°. Daraus scheint sich zu ergeben, dass für Höhen, die die ewige Schneegrenze erreichen, eine Vermehrung der Höhe der Berge um einige hundert Meter eine wesentliche Aenderung der Gesteinstemperatur im Inneren in der Verticalen jener Höhe nicht zur Folge hat.[2])

Zieht man nun von der Gesammtsumme der Wärmezunahme vom Berggipfel bis zum Tunnelmittelpunkt = 32,5° die beiden Grad, die durch die Erhöhung der aufliegenden Bergmasse um zusammen 699 Meter bewirkt scheinen, ab, so erhält man als Zunahme 30,5°, die sich auf 910 Meter Verticalhöhe vertheilen. Hiernach würde die geothermische Tiefenstufe 30 Meter betragen.

Der erkaltende Einfluss der an hohen Bergen ins Innere hinein wirkt, ist nach dem Vorhergehenden so bedeutend, dass in diesen oberen Theilen die geothermische Tiefenstufe den grossen Werth von über 300 Meter erhält, und

[1]) Revue de Géologie. IX. 158, vergl. auch Lapparent, Traitè de Géologie, pag. 378.

[2]) Lommel, Archives des sciences etc. de Genève IV. 364.

dass ein Bergmassiv von fast 700 Meter die Temperatur darunter doch nur um 2° emporzudrängen vermag.

Ganz ähnlich sind die Resultate, die der Tunnel durch den St. Gotthard geliefert hat. Die Bergform ist noch geschlossener und überragt in ihrer Höhe um 100 Meter den M. Cenis. Das Maximum der beobachteten Temperatur war 30,8° also nur 1,3° mehr als im anderen Tunnel. Für die geothermische Tiefenstufe ergab sich im Mittel ein Werth von 48,4 Meter. Auch dieser würde sich ohne Zweifel auf fast 30 Meter vermindern, wenn man eine ähnliche Correction anwenden wollte wie für den Mont Cenis. Wenn man die Temperaturen des Tunnels und die der Luft in denselben Verticalen vergleicht, so findet man, dass unter der Ebene von Andermatt die Tiefenstufe etwa 20,5 Meter sein würde, dagegen ist sie unter dem starken Gehänge von Wannelen schon 42,6 Meter. Ebenso ist auf der südlichen Seite unter der Fläche des See's von Sella die Tiefenstufe 45 Meter, dagegen unter dem scharf geschnittenen Gipfel der Cima Loitamisura schon 62,30 Meter. Der abkühlende Einfluss der aufragenden isolirten Bergkegel ist also auch hier unverkennbar. Die Beobachtungen am St. Gotthard haben auch die früher schon erörterte Regel wieder erwiesen, dass die Vergleichung der Temperaturen in der Normalen zur Böschung und nicht in der Verticalen erfolgen muss, um die richtigen Werthe zu erhalten[1]).

Folgende Sätze aber lassen sich aus den bisherigen Beobachtungen als allgemein gültig für die Temperaturzunahme nach dem Erdinneren aufstellen:

1. Unterhalb der invariabelen Zone, deren obere Grenze in verschiedener Tiefe gelegen ist und deren Temperatur abhängig erscheint von der mittleren Jahrestemperatur des Ortes, erfolgt überall eine Zunahme der Temperatur nach der Tiefe.

2. Das Gesetz der Zunahme ist noch nicht erkannt. Die grosse Zahl local die Regelmässigkeit störender Einflüsse, Druck, Zersetzungen, kalte und warme Quellen und die fortwährende Aenderung dieser Einflüsse macht die Bestimmung schwierig.

3. Mit grösserer Tiefe nehmen diese Einflüsse ab und das Gesetz der Zunahme wird constant.

4. Die geothermischen Tiefenstufen sind in grösseren Tiefen jedenfalls sehr viel grösser als an der Oberfläche d. h. die Wärmezunahme wird endlich verschwindend klein.

Die wichtigen Beobachtungen, die Dunker an dem Bohrloche von Sperenberg gemacht hat, hatten denselben zuerst zu der Annahme einer Formel für das Gesetz der Temperaturzunahme geführt, die in der That bei einer Tiefe von 1621 Meter das Maximum der Temperatur ergiebt, dann wird die Zunahme gleich Null bis zu der Tiefe von 3420 Meter und darüber hinaus erhält sie sogar einen negativen Werth. Henrich hat später die Anwendbarkeit der von Dunker zu Grunde gelegten Formel bestritten[2]) und dieser selbst aus einer vergleichenden Betrachtung der auch in anderen Bohrlöchern erhaltenen Resultate die Ansicht gewonnen, dass doch die Zunahme der Wärme als eine constant fortschreitende angenommen werden müsse und dass sie sonach, wenn auch erst in sehr viel grösseren Tiefen als man früher glaubte, doch im Innern der Erde eine ausserordentliche, die Schmelztemperaturen der Gesteine noch übertreffende Höhe erreichen könne.

[1]) Stapf, Revue universelle des mines, Liège 1879—80. Vergl. auch I. Hann, Zeitschr. österreich. Ges. für Mineralogie. 1878. XIII. 2. u. Lapparent, Traité de Géogn. 377.

[2]) N. Jahrb. f. Min. 1876. 716 und 1878. 897.

Bis zu welchen Temperaturgraden aber die Steigerung fortschreitet und welche Wirkungen dieselben im Inneren der Erde haben, darüber ist gar keine bestimmte Entscheidung bis heute zu gehen. Mit der Temperatur steigert sich auch der Druck, und wenn daher auch jene eine ganz excessive Höhe haben mag, so ist doch nur dann die Annahme eines geschmolzenen oder gar gasförmigen Zustandes des Erdinneren zu machen, wenn das Wechselverhältniss von Temperatur und Druck genau bekannt wäre, d. h. wenn es sich entscheiden liesse, ob die Zunahme der Temperatur in stärkerem Maasse erfolge, als das durch den Druck bewirkte Hinaufrücken der Schmelz- und Siedepunkte oder nicht. Im Gegentheile scheint dafür eine grössere Wahrscheinlichkeit sich zu ergeben, dass diese letzeren unter dem aufliegenden Drucke schneller aufwärts rücken als die Temperaturzunahme.

Da mit der überall erkannten Steigerung der Wärme nach dem Erdinneren zu auch der Druck überall in gleicher Weise zunimmt, so hat man bei der Frage nach der Ursache der inneren Erdwärme auch wohl versucht, dieselbe als eine blosse Folge des zunehmenden Druckes anzusehen. Dazu sollten sich als weitere Wärmequellen die Reibung der festen Theile und des fliessenden Wassers und die chemischen Vorgänge durch den Stoffumsatz unter dem Einflusse der Atmosphärilien hinzu gesellen.[1]) Aber sowohl der Druck, als auch die genannten beiden anderen Vorgänge sind in Wirklichkeit keineswegs zu einer auch nur annähernd ausreichenden Wärmeproduktion, wie sie als Quelle der inneren Erdwärme nöthig ist, geeignet. In ausführlicher Weise ist dieses von Pfaff erörtert und nachgewiesen worden und mag auf dessen Auseinandersetzung hier verwiesen werden.[2]) Als Resultat derselben ist der Satz zu bezeichnen, dass die Erde in ihrem Inneren einen nach der Tiefe zunehmenden Wärmeschatz birgt, der nicht aus äusseren noch jetzt wirksamen Vorgängen hervorgeht oder sich erneuert, nicht erst jetzt in derselben erzeugt wird, sondern als Rest einer noch höheren Wärmemenge aus früheren Entwicklungsstadien im Erdkörper vorhanden ist. Diese hat mehr und mehr das Bestreben, sich von Innen nach Aussen durch Ausstrahlung zu vermindern und die der abkühlenden Aussenwelt nächst gelegenen peripherischen Theile der Erde müssen diesen Wärmeverlust am deutlichsten erkennen lassen.

Gleichviel, welchen Maassstab der Temperaturerhöhung und welche Temperaturgrade wir im Inneren der Erde voraussetzen mögen, die Verhältnisse entsprechen solchen, wie sie an Kugeln, die aus dem Schmelzfluss erstarren, auf experimentellem Wege erkannt worden sind.

In dieser Beziehung haben besonders die Versuche von G. Bischoff grosse Wichtigkeit. An geschmolzenen Basaltkugeln von 0,75 m Durchmesser beobachtete er 48 Stunden nach dem Guss derselben, die Vertheilung der Temperaturen in verschiedenen Tiefen im Inneren. Er fand

1. im Mittelpunkte . . . . . . 193° C.
2. 0,114 m von demselben entfernt 170°
3. 0,185 m „ „ „ 156°
4. 0,247 m „ „ „ 137°

Hiernach beträgt die Differenz von 1 und 2 = 23° für 0,114 m, oder gleich

[1]) Diese Theorie ist vorzüglich von Volger aufgestellt und eingehend erörtert worden in dessen: Erde und Ewigkeit. p. 155 ff.

[2]) Pfaff, Allgemeine Geologie. Leipzig, Engelmann, 1873. p. 10 und Grundriss der Geologie ebd. 1876. p. 15.

0,0052 für 1° C. Der Unterschied zwischen 2 und 3 beträgt 14° für 0,071 m d. i. 0,00507 m für 1°, zwischen 3 und 4: 19° auf 0,062 m, oder 0,00326 für 1°. Das Verhältniss der Tiefenstufen würde hiernach also von oben nach unten sich durch die Zahlen ausdrücken:

32 : 50 : 52

d. h. in der durch Wärmeleitung und Wärmeausstrahlung sich abkühlenden Basalt Kugel werden die geoth. Tiefenstufen nach dem Centrum zu immer grösser. Andere Versuche über die Art der Wärmevertheilung in einer erkaltenden Gesteinskugel rühren von Perry und Ayrton her;[1]) ebenso haben auch Thomson und Tait theoretische Betrachtungen über die Art der Abkühlung der Erdkugel angestellt.[2]) Beide, wenn auch in etwas abweichender Weise, erhalten als Resultat das Grösserwerden der geothermischen Tiefenstufen nach dem Inneren zu, die ersteren auch die Zunahme derselben mit der fortschreitenden Abkühlung.

Sonach ergiebt sich aus der Gesammtheit der bisher über die Temperaturverhältnisse des Erdinneren bekannten Thatsachen, dass man berechtigt ist, die Phasen des früheren Entwickelungsganges des Planeten mit denen zu vergleichen, wie sie aus dem Schmelzfluss erstarrende, abkühlende Körper zeigen.

Nun ergiebt sich aber ferner, dass der Mittelpunkt der Erde auch mit ihrem Schwerpunkt zusammenfällt, wie das durch die astronomischen Beobachtungen über die Erdbahn und die Erdbewegung als unzweifelhaft gelten kann. Es muss sonach auch im Grossen und Ganzen die Vertheilung der Dichtigkeit der Erde um diesen Mittelpunkt eine allseitig symmetrische sein, d. h. es müssen vom Mittelpunkte aus concentrische Schichten, der abgeplatteten ellipsoidischen Gestalt der Erde conform verlaufend, aufeinander folgen, die nach dem spec. Gewichte in einer nach der Peripherie abnehmenden Scala sich ordnen. In noch bestimmterer Weise ist diese Annahme durch eine astronomische Erscheinung zu prüfen, nämlich durch die Präcession der Tag- und Nachtgleichen.

Diese Erscheinung wird dadurch hervorgerufen, dass Sonne und Mond auf die ihnen zugekehrte Hälfte des Erdsphäroides stärker anziehend wirken, als auf die abgekehrte. Wäre die Erde eine vollkommen gleichmässig geschichtete Kugel, so würde die Präcession nicht vorhanden sein. In Folge der abgeplatteten sphäroidischen Gestalt aber haben Sonne und Mond das Bestreben, die Erde um eine in der Ebene des Aequators liegende Achse umzukippen und den Pol des Aequators mit dem Pol der Ekliptik zum Zusammenfallen zu bringen. Diese Kippbewegung, der eines Kreisels, wenn seine Rotation abnimmt, vergleichbar, ruft eine Bewegung des Erdpoles um den Pol der Ekliptik hervor, ein Umkreisen desselben, das in 26000 Jahren einmal vollendet wird, sodass auf 1 Jahr ein Fortschritt von 50,24" kommt. Die Grösse der Präcession steht in ganz bestimmter Beziehung zur Dichtevertheilung im Inneren der Erde. Damit die theoretisch berechnete Präcession mit der beobachteten übereinstimme, ist es in der That erforderlich, dass der Schwerpunkt der Erde im Erdmittelpunkt gelegen sei und dass die Dichte der Erde von aussen nach innen stetig zunehme. Wäre die Massenvertheilung eine andere, so müssten daraus sehr wesentliche Differenzen für die Präcessionsbeobachtungen sich ergeben, was seit der Zeit des Hipparch (200 v. Chr), der diese Erscheinung schon kannte, aber keineswegs der Fall ist.

Eine solche regelmässige Anordnung nach dem spec. Gewicht setzt aber

[1]) John Milne, Geolog. Magazine. 1880. p. 90.

[2]) Ebendas. 1880. 99.

wiederum für die früheren Phasen der Erdentwickelung eine Beweglichkeit der Schichten voraus, die nicht wohl anders als in einem ursprünglich flüssigen Zustande gefunden werden kann.

Endlich ist auch die abgeplattete sphäroidische Gestalt der Erde eine solche, dass dieselbe nur in der Annahme ihre Erklärung findet, dass sie die Folge ist der Rotation einer noch nicht in den festen Zustand übergegangenen Sphäre. Keine der anderen bis jetzt versuchten Erklärungen, welche von einem früheren flüssigen Zustand der Erde Abstand nahmen, z. B. diejenige, welche die Abplattung wesentlich als das Werk der Verwitterung darzustellen versucht, haben sich als stichhaltig erwiesen.[1]) Am einfachsten erklärt sich die Abplattung in der folgenden Weise:

Denkt man sich durch eine polare und eine äquatoriale Halbachse einer Kugel zwei im Mittelpunkte communicirende Röhren gelegt, die demnach rechtwinkelig aufeinander stehen, und beide mit Flüssigkeit bis zur Hälfte gefüllt. Die ursprünglich die beiden gleichen Arme bis zu derselben Höhe füllende Flüssigkeit wird bei einer Rotation der Kugel um die Achse *ac* einer sehr verschiedenen Einwirkung ausgesetzt. Auf den Arm *bc* wirkt die grösste Centrifugalkraft am Aequator, hier wird die Flüssigkeit vermöge dieser nach *b* zu getrieben werden. Es muss demnach, wenn das Gleichgewicht in den beiden Wassersäulen hergestellt werden soll, die Wassersäule des Armes *bc* genau um so viel länger werden als die des Armes *ac*, der senkrechten, polaren Röhre, als die Kraft mit der ein Körper an dem Aequator nach dem Kugelmittelpunkte gezogen wird, in Folge der Fliehkraft kleiner ist als an den Polen. Das ist aber, wie sich durch Rechnung ergiebt, wenn man die Dimensionen und Bewegung der Erdkugel zu Grunde legt, um etwa $\frac{1}{290}$ der Fall. Mithin muss die Flüssigkeit in dem Arm *bc* um $\frac{1}{290}$ länger sein, als in der Röhre *ac*. War die Erde einst eine flüssige Kugel, so müssen also der polare und äquatoriale Halbmesser dasselbe Grössenverhältniss in Folge der Rotation angenommen haben, d. h. die Erde muss eine Abplattung von $\frac{1}{290}$ zeigen.

(Min. 47.)

Fig. 1.

Dieser Werth stimmt mit denen, welche die direkte Bestimmung der Erdabplattung durch Messung ergab (pag. 228) vollkommen überein.

Dass in der That eine flüssige Kugel in dieser Weise als das Urbild unserer Erde angesehen werden kann, das zeigen auch in ganz besonders sinnreicher und anschaulicher Weise Versuche mit dem Apparate von Plateau.

Derselbe senkte mit Hülfe einer Pipette einen Tropfen Olivenöl in eine Mischung von Wasser und Alkohol ein, die auf das spec. Gewicht des Olivenöls gebracht war. Wenn ein allmählich vergrösserter Tropfen dieser Art, der frei schwebend vollkommene Kugelgestalt besitzt, durch Einfügen einer kleinen, mit einer Scheibe versehenen Achse zur Rotation gebracht wird, so plattet sich die Kugel an beiden Polen ab.

So stimmen denn alle Erscheinungen der Gestalt, der Dichte und der Wärme an der Erde vollkommen mit der Annahme überein, dass dieselbe ein aus dem gasförmigen und flüssigen Zustand durch allmähliche Abkühlung und Verdichtung ganz oder theilweise fest gewordener Planet ist.

Diese Theorie wurde zuerst von dem grossen Philosophen Immanuel Kant

[1]) Vergl. Pfaff, Grundriss d. Geol. pag. 10. u. Allg. Geol. pag. 3.

in seiner Naturgeschichte und Theorie des Himmels im Jahre 1755 und erst 40 Jahre später, aber ganz unabhängig von jenem durch den französischen Astronomen LAPLACE (Exposition du systéme du monde 1795) ausgesprochen. Man pflegt sie daher auch jetzt als die KANT-LAPLACE'sche **Hypothese** kurzweg zu bezeichnen.

Dieselbe erklärt in der That alle vorhergehend besprochenen Erscheinungen in einfachster und übereinstimmendster Weise; sie hat aber auch durch die Ergebnisse aller neueren astronomischen Forschungen immer bessere Unterstützung und Beweise ihrer Giltigkeit gefunden. Man hat in den letzten Jahrzehnten in den anderen Himmelskörpern vermittelst der Spectralanalyse mehr und mehr dieselben Stoffe wieder zu finden vermocht, die auch auf der Erde vorhanden sind z. Th. sogar in einer Vertheilung und Beschaffenheit, wie sie auch dieser eigenthümlich sind. Das unterstützt die Annahme, dass alle Himmelskörper, so auch die Erde, durch die allmähliche Verdichtung einer ursprünglich durch den ganzen Weltraum gasförmig vertheilten Masse entstanden seien.

Lange schon war durch die Astronomie ein anderer Beweis für die Gemeinsamkeit der Entstehung auch in der Harmonie der Bewegungen des Planetensystems gegeben; denn die Lage und die Form der Bahnen der Planeten ist ausserordentlich nahe übereinstimmend.

Endlich hat die Astronomie in den verschiedenen Planeten die Stadien verschiedener Phasen dieses Verdichtungsprocesses und der damit verbundenen Erscheinungen zu erkennen vermocht, sowie dieselben z. Th. auch durch das PLATEAU'sche Experiment nachzuahmen sind. Wenn man die Rotation der Olivenölkugel verstärkt, so lösen sich Ringe und kleinere Kugeln ab und rotiren um die erstere herum, vollkommen analog den Ringen des Saturn und den Trabanten der anderen Planeten.

Es ist kaum noch einem Zweifel unterworfen, dass die uns sichtbaren Fixsterne in ihren äusseren Schichten noch aus gasförmigen Körpern bestehen. Der verschiedene Charakter der Sternspectra rührt jedenfalls grösstentheils von der Verschiedenheit der Temperatur der Sterne her, diese wieder von den Fortschritten, den der Abkühlungs- und Verdichtungsprocess in ihnen gemacht hat. Auch die Verhältnisse der Sonne erscheinen hierfür ganz besonders lehrreich. Die hohe Temperatur, die in ihr herrscht, erkennen wir direkt an der uns zustrahlenden Wärme. Dass an der Oberfläche ein Abkühlungsprocess vor sich geht, zeigt die Fleckenbildung, die kaum anders aufzufassen ist, als ein an der Oberfläche beginnender Uebergang aus dem gasförmigen Aggregatzustand in den flüssigen, eine Wolkenbildung[1].

Nach ZÖLLNER lassen sich fünf Entwickelungsphasen der aus ursprünglichen Nebelballen sich verdichtenden Weltkörper unterscheiden:

Erste Phase: Glühend gasförmiger Zustand, repräsentirt durch die planetarischen Nebel.

Zweite Phase: Glühend flüssiger Zustand, in diesem befinden sich die Fixsterne mit constanter Helligkeit.

Dritte Phase: Allmähliche Schlackenbildung und Entstehung einer festen, nicht mehr leuchtenden Oberfläche. Im Beginn dieser Phase stehen die Fixsterne mit wechselndem Lichtglanze und mit rother, dem Rothgluth-Zustande entsprechender Farbe. Am Ende dieser Phase würde endlich ein Fixstern allmählich für uns unsichtbar werden und verschwinden.

[1] [illegible] pag. 23.

Vierte Phase: Gewaltsame Zerberstung der bereits fest gewordenen Oberfläche durch die innere Gluthmasse, dadurch bedingte Eruptionen der letzteren; ein Ereigniss, welches sich durch das plötzliche Aufleuchten eines neuen Sternes offenbart.

Fünfte Phase: Fortschreitende Verdickung der Erstarrungskruste und schliesslich vollständige Erkaltung des Himmelskörpers: Erd- und Mondphase; in dieser befindet sich die Erde und noch etwas weiter vorgeschritten auch der Mond; beide haben in ihrem Entwickelungsgange die vier ersten Phasen bereits durchgemacht.

So fügt sich denn eine Kette wichtiger Glieder zu dem Schlusse zusammen, dass in der That die KANT-LAPLACE'sche Theorie der Gesammtheit der an der Erde selbst und den anderen Himmelskörpern erkannten physikalischen Zustände in ziemlich vollkommener Weise entspricht und sie erklärt.

Freilich ist damit für die uns am meisten interessirende Frage über die jetzige Beschaffenheit des Erdinneren noch kein entscheidendes Urtheil gefällt. Denn keine der im Vorhergehenden angeführten und erörterten Beobachtungen führt, auch unter Zugrundelegung der KANT-LAPLACE'schen Theorie, mit Nothwendigkeit auf die Annahme eines bestimmten Aggregatzustandes im Inneren der Erde hin. Wir werden im Verlaufe unserer Betrachtung sehen, dass selbst die flüssige Form der geschmolzenen Laven, die aus dem Erdinneren an die Oberfläche treten, doch nicht die Annahme eines flüssigen Aggregatzustandes des gesammten Erdinneren oder auch nur einzelner Theile nothwendig macht, so wenig wie gasförmige Emanationen einen solchen Zustand des Inneren erweisen. Beide können sehr wohl unter gewissen Bedingungen local aus dem festen Aggregatzustande wieder hervorgehen.

Folgende Möglichkeiten können aber a priori für die Beschaffenheit des Erdinneren aufgestellt werden:

1. Die Erde ist durch und durch fest.

2. Die Erde hat einen flüssigen oder gasförmigen Kern und eine feste Rinde.

3. Die Erde hat einen festen Kern und eine feste Rinde, zwischen beiden liegt eine flüssige oder theilweise dampfförmige Zone.

4. Die Erde ist grösstentheils fest und nur einzelne Reste flüssiger oder gasförmiger Masse finden sich im Inneren.

Lässt sich aus allgemeinen Gründen für die eine oder andere dieser Möglichkeiten eine grössere Wahrscheinlichkeit a priori annehmen oder eine derselben als geradezu unmöglich von vornherein eliminiren?

Man hat aus astronomischen Gründen die früher fast ausschliesslich herrschende Annahme widerlegen zu können geglaubt, dass das Innere der Erde bis auf eine verhältnissmässig dünne feste Rinde von ungefähr 10—15 Meilen Dicke in feurigflüssigem Zustande sich befinde.

Der berühmte englische Geologe HOPKINS versuchte hierzu die Erscheinungen der Präcession der Tages- und Nachtgleichen zu benutzen, deren wir bereits im Vorhergehenden gedacht haben [1]). Er stellte den Satz auf, dass ein tropfbar flüssiges Sphäroid eine wesentlich andere Präcession zeigen müsse als ein festes; eine andere demnach auch ein nur von dünner Rinde bedecktes Sphäroid, eine andere ein solches, dessen feste Schale bis in grosse Tiefen hinabreiche. Er ging dabei allerdings von der in Wirklichkeit durchaus unwahrscheinlichen Vor-

[1]) Philos. Transact. 1839. 301. 1840. 193. 1842. 43.

aussetzung aus, dass zwischen der festen Rinde und dem flüssigen Kerne eine scharfe Grenze bestehe. Im Gegentheil haben wir aus den Verhältnissen der Dichte im Vorhergehenden erkannt, dass der Uebergang, wenn ein solcher vorhanden ist, jedenfalls ganz allmählich sich vollziehen muss. Die feste Rinde muss zunächst in einen weichen, viscosen Zustand, aus diesem ganz langsam in den eigentlich flüssigen übergehen. Das folgt aus der Vertheilung der Wärme und Dichte unmittelbar. Es haben daher auch schon manche Forscher früher ihre Zweifel gegen die Zulässigkeit der Schlüsse HOPKIN's aus diesem Grunde ausgesprochen, so HENNESSY[1]), DELAUNAY[2]) und MALLET[3]). Bei dem allmählichen Uebergange erhält sich das Sphäroid eben wie ein einziges Ganze, während die Betrachtungen HOPKINS vorzüglich darauf fussen, dass eine freie Beweglichkeit des flüssigen Kernes längs der unvermittelt daran grenzenden festen Rinde stattfinde.

Aus seinen Betrachtungen, auf die wir hier eines näheren nicht einzugehen nöthig haben und in Folge sehr umständlicher und mühevoller Rechnungen glaubte aber HOPKIN's den Schluss ziehen zu dürfen, dass die Erde mindestens bis zu einer Tiefe von 172 bis 215 geogr. M. oder bis zu einem Fünftel resp. Viertel ihres Halbmessers starr sein müsse.[4])

Allein nach den Fortschritten, welche die Behandlung solcher mechanischen Probleme inzwischen gemacht hat, kann man heute mit Bestimmtheit sagen, dass die Präcession eines ganz flüssigen Sphäroides von demjenigen eines festen von der gleichen Gestalt nicht verschieden ist, dass aber freilich gewisse Erscheinungen der Nutation d. h. der kleinen Schwankungen in der Stellung der Erdachse zur Achse der Ekliptik, deren Periode nur 18½ Jahr dauert, etwas andere sein müssten, falls die Erdkruste absolut starr wäre. Die Ursache der Nutation ist in der Anziehung des Mondes auf die abgeplattete Erde zu suchen, indem sie bewirkt, dass die Rotationsachse der Erde kleine Verschiebungen ihrer Richtung im Raume erleidet. In Folge der Nutation beschreibt der Pol des Aequators um den Pol der Ekliptik keine reine Kreislinie, sondern eine wellenförmige Curve, derjenigen ähnlich, welche der Mond um die Sonne beschreibt, indem er sich um die Erde und mit dieser gleichzeitig um die Sonne bewegt.

Diese Schwankungen müssten allerdings verschieden sein, wenn die Erde einen nur von dünner Rinde bedeckten, flüssigen Kern besässe und wenn jene als dem anziehenden Einflusse des Mondes durchaus nicht unterworfen gelten könnte. Wir werden noch im Folgenden zu erwähnen haben, dass dieses nicht der Fall zu sein scheint. Jedenfalls ist aber die feste Erdmasse keineswegs **absolut** starr. Sie würde sich, auch wenn die ganze Erde so fest wäre, wie ihre Oberfläche, dennoch abplatten, sowie sogar eine Kugel aus Stahl von der Grösse und Umdrehungsgeschwindigkeit der Erde dieses thun würde[5]). Daraus folgt umsomehr, dass also eine blosse Kruste oder Rinde von Gestein, welche von einer

[1]) Philos. Transact. CXLI. 1851. 405.

[2]) Comptes rendus 1868. LXVII. 65.

[3]) Volcanic Energy. Philos. Transact. 1873. 147.

[4]) Zu einem ähnlichen Resultate kam auch PRATT durch eine interessante Berechnung Nature v. 188. Nach ihm würde eine Deformation der Erdrinde nur um ca. 1 Meter Höhe unter dem Einflusse eines flüssigen Kernes auf eine Rinde von 100 g. M. Dicke schon das Aufhören der Fluth im offenen Ocean zur Folge haben, die Erdrinde müsse daher eine sehr viel bedeutendere Dicke besitzen, er ging dabei von der Voraussetzung HOPKINS aus.

[5]) Zöppritz, l. c.

inneren Flüssigkeit getragen wird, die Deformationen mitmachen muss, welche diese erleidet.

Das kommt auch noch bei einer anderen Beweisführung gegen den flüssigen Kern in dünner, fester Rinde zur Geltung, die von dem englischen Physiker W. THOMSON herrührt[1]). Die Anziehung der Sonne und des Mondes ist stärker auf die Theile der Erde, die diesen näher sind, schwächer auf die entfernten Theile. So ändert sich das Maass der Anziehung für jede Stelle der Erde und wenn dieselbe einen überwiegenden flüssigen Kern besitzt, so muss dieser, vor allem diesen anziehenden Wirkungen folgend, einen Druck auf die umhüllende Rinde ausüben, der in der Linie der maximalen Anziehung und in der Richtung dieser liegt. Wie stark und fest müsste die Erdrinde sein, um diesem Drucke zu widerstehen, ohne nachweisbare oberflächliche Auftreibungen zu erleiden, wenn sie in der That diesen flüssigen Kern besässe? Das ist das Problem, das W. THOMSON erörtert. Er berechnete, allerdings zunächst auf Grundlage der Annahme, dass die Erde aus einer elastischen Hülle, mit einem nicht compressibeln, flüssigen Kern bestehe, was ja auch nur hypothetisch ist, das Maass, bis zu welchem die anziehende Einwirkung von Sonne und Mond sich geltend machen müsse.

Es ist nicht vorauszusetzen, dass dieses Maass der Verzerrung des Erdsphäroides so gross sein wird, dass es auf dem Wege direkter Messung bestimmt werden konne. Wohl aber giebt es ein Mittel es zu erkennen, nämlich aus den Verhältnissen der Ebbe und Fluth, den Gezeiten.

Wenn die Erdrinde in dem gleichen Sinne wie das Meerwasser angezogen würde, d. h. wenn also auch die Erdfeste in gleicher Weise Gezeiten besässe wie die Oceane, so lässt sich zeigen, dass dann die Gezeiten andere, geringere sein müssten, als wenn die Erde vollkommen starr wäre. Kennt man die Höhe der Gezeiten unter der letzteren Voraussetzung für irgend einen Punkt der Erdoberfläche, und ergiebt die Beobachtung, dass die wirklich vorhandene Höhe der Gezeiten nur ein geringeres Maass erreicht, so ist diese Differenz die Folge davon, dass auch die festen Theile der Erdrinde die Bewegung der Gezeiten unter dem Einflusse der Anziehung von Sonne und Mond mitmachen.

Nun zeigte THOMSON, dass auch bei einer festen Beschaffenheit des Erdsphäroides, z. B. von der Dichte des Glases, dennoch ein Einfluss der Gezeiten sich bemerkbar machen müsse; sie würden dann allerdings nur etwa $\frac{2}{5}$ der Höhe betragen, die sie haben müssten, wenn die Erde absolut starr wäre; besässe die Erde die Dichtigkeit des Stahls, so würden sie $\frac{2}{3}$ dieser Höhe messen. So kommt er denn zu dem Schlusse, dass eine verhältnissmässig dünne Erdrinde nicht das Maass der Festigkeir oder Starrheit besitzen könne, dass aus der Höhe der wirklich beobachteten Gezeiten gefolgert werden müsse. Das Minimum der Dicke der Erdrinde glaubt er hiernach auf mindestens 2—300 g. Meilen annehmen zu müssen.

Es bewirkt nun allerdings die Vertheilung von Land und Meer eine nicht wohl zu berechnende Aenderung der angenommenen Verhältnisse. Es werden sonach die halbtäglichen und täglichen Gezeiten bezüglich ihrer Abweichungen kaum eine Vergleichung mit den theoretisch für die Annahme berechneten Gezeiten gestatten, dass der Erde ein hohes Maass der Starrheit zukomme. In besserer Weise würden sich hierzu die halbmonatlichen und halbjährigen Ungleichheiten in den Gezeiten verwenden lassen, weil diese von der unregelmässigen

[1]) Philos., Transact. CLIII. 1863. 573. Vergl. auch GREEN, Geology, Part I. London. DALDY 1876. pag. 495.

Gestaltung der Meeresbecken weniger beeinflusst werden. Denken wir z. B. an die halbmonatliche Mondfluthwelle, welche acht Tage Zeit zu ihrer Ausbildung hat, so ist einzusehen, dass, wie auch die Meeresbecken gestaltet sein mögen, doch das leicht bewegliche Wasser binnen acht Tagen Zeit genug hat, sich zu Fluthwellen zu sammeln und dass, wenn auch die genaue Eintrittszeit des Maximums vielleicht etwas verzögert und die Wasserhöhe eine etwas andere ist, als es in einem die Erdkugel völlig bedeckenden Ocean der Fall sein würde, doch die zeitliche Verzögerung, sowie die Höhendifferenz nur kleine Bruchtheile der ganzen Fluthgrösse sein können; während für die halbtägigen Fluthwellen, die binnen sechs Stunden erzeugt werden müssen, die Verzögerungen und Höhenänderungen sehr beträchtliche Bruchtheile der ganzen Perioden oder Fluthgrössen betragen können.

Man muss deshalb erwarten, dass vor Allem die Gezeiten von längerer Periode in sehr naher Uebereinstimmung mit der Theorie zu Tage treten, wenn die Voraussetzung erfüllt ist, dass die Unterlage, d. h. die Erdkugel eine starre ist. Auf diese Theorie hat neuerdings, als ein geeignetes Mittel zu einer besseren Kenntniss vom inneren Zustand der Erde zu gelangen, auch wieder R. Zöppritz hingewiesen[1]). Nach ihm sind in den letzten zehn Jahren eine grosse Zahl meist mehrjähriger Fluthbeobachtungsreihen aus Häfen verschiedener Meere und unter verschiedenen Breitegraden gelegen, mit den vollkommensten Mitteln analysirt worden, ohne dass irgendwo mit unzweideutiger Bestimmtheit eine 14 tägige Mondperiode oder eine halbjährige Sonnenperiode hätte erkannt werden können. Zwar macht sich in einigen Häfen eine halbjährige Periodicität bemerkbar, aber nur in solcher Weise, dass man sie auf Rechnung der mit dem Sonnenstand wechselnden Winde setzen muss. Die halbtägigen Fluthen hingegen zeigen sich überall und zwar allerwärts später, als sie nach der Theorie kommen sollten, aber je nach der Lage des Hafens um sehr verschiedene Grössen verzögert und in ihrer Höhe verändert. So glaubt Zöppritz das Ausbleiben der Fluthen der langen Perioden nur dadurch erklären zu können, dass die Unterlage, also der Meeresboden die periodische Auf- und Abwärtsbewegung des Meeres mitmache, also dadurch, dass auch der feste Erdkörper Gezeiten besitze.

Nun haben allerdings neuere Untersuchungen von G. H. Darwin gezeigt, wie dieses auch schon von Thomson angenommen worden war, dass auch eine zähflüssige Kugel von der Grösse und Masse der Erde, auch wenn sie ein sehr fester Körper sei, doch noch Gezeiten haben müsse, die von denen einer flüssigen Kugel nur um einen geringen Betrag verschieden sein würden, dass aber ein Sphäroid von dem Flüssigkeitsgrade geschmolzener Lava, umschlossen von einer ca. 100 Kilometer dicken Rinde, den gezeiterregenden Einflüssen fast genau so folgen würde, wie eine Wasserkugel. Auf einer solchen müssten auch die halbtägigen Gezeiten fast unmerklich werden. Sind nun aber erfahrungsgemäss die Fluthen von langer Periode nicht zweifellos nachweisbar, dagegen die halbtägigen und täglichen ganz sicher vorhanden, so kann demnach die Voraussetzung nicht wohl richtig sein, dass die Erde in ihrer Hauptmasse aus flüssigem oder zähflüssigem Materiale bestehe. Es bleiben dann nur zwei Annahmen möglich, entweder die Erde muss so fest sein, dass die langperiodischen Gezeiten in sehr verkleinertem Maasse, die kurzperiodischen zwar auch in verkleinertem, aber durch die unregelmässige Gestaltung der Meeresbecken stark beeinflussten Grade

[1]) Verh. d. I. deutsch. Geogr.-Tages. pag. 18.

auftreten — und diesen Schluss ziehen THOMSON und DARWIN — oder es giebt einen dritten, gasähnlichen Zustand des Erdinneren, dessen Eigenschaften die Verzögerung und Veränderung der Fluthen zu erklären gestatten. ZÖPPRITZ glaubt sich dieser letzteren Annahme zuwenden zu sollen. Allerdings kann auch er unter Berücksichtigung aller in Betracht kommenden Verhältnisse sich diesen gasförmigen Zustand nicht wohl anders vorstellen, als eine im überkritischen Zustande befindliche, unter der ungeheuren Verdichtung aller freien Beweglichkeit der Theilchen beraubte, d. h. also eigentlich absolut starre Masse. Trotzdem glaubt er den Zustand einen gasähnlichen nennen zu können; denn beim Nachlasse des Druckes reagirt die Masse ähnlich wie ein Gas und dehnt sich in jedem ihr gebotenen Raume aus. Auf dieses Verhalten des Erdinneren, das allerdings nicht mit Nothwendigkeit einen gasförmigen Zustand voraussetzt, das aber jedenfalls für die vulkanischen Erscheinungen von ganz besonderer Bedeutung sein kann, werden wir später noch zurückkommen.

Jedenfalls sind die Beobachtungen über alle Verhältnisse der Gezeiten nun auch geologisch von dem höchsten Interesse.

Soweit heute schon die vorhandenen allerdings nur spärlichen Beobachtungsreihen Schlüsse gestatten, scheinen sie allerdings die Möglichkeit der Annahme eines flüssigen nur von dünner Schale umschlossenen Erdkernes auszuschliessen.

Mancherlei andere Einwürfe mechanisch-physikalischer Art gegen die eine oder die andere Annahme über die Beschaffenheit des Erdinnern werden sich am besten dann noch erörtern lassen, wenn wir versuchen, unter Zugrundelegung der KANT-LAPLACE'schen Theorie, von der wir im Vorhergehenden gezeigt haben, dass sie durchaus die einzig annehmbare sei, die ersten Vorgänge in der Entwickelung des Erdsphäroides im Einzelnen uns klar zu machen.

Wir müssen dabei bis auf die Fixsternphase unseres Planeten zurückgreifen. Schon in dieser, wo die Erde nur eine glühende Gasmasse darstellte, besass sie ohne Zweifel die abgeplattete Gestalt eines Sphäroides, dessen Durchmesser natürlich ein sehr viel grösserer gewesen sein muss als heute. Der jetzige Erdmittelpunkt war aber auch damals schon der Schwerpunkt und der Attractionsmittelpunkt für alle gasförmigen Theilchen. Dadurch musste auch im Inneren dieses gasförmigen Sphäroides, da alle Theile desselben unter einem gewissen Drucke der äusseren Gashülle standen, schon eine grössere Dichtigkeit herrschen und eine regelmässige Zunahme der Dichtigkeit nach dem Mittelpunkte zu obwalten. Dieses war aber keineswegs verbunden mit einer Trennung oder Differenzirung nach einzelnen elementaren Stoffen oder nach deren spec. Gewichte, sondern ein durchaus gleichmässiges Gemenge aller Elemente in gasförmigem Aggregatzustande lag vor. Mit diesem und der hohen Temperatur ist die Annahme so vollkommener Dissociationsverhältnisse nothwendig, dass eine stoffliche Trennung der Elemente oder einzelner Verbindungen derselben nicht wohl möglich erscheint. Das Gasgemenge war bezüglich seiner Mischung überall ein Gleiches, nur verschieden bezüglich des Druckes, dem es in verschiedenen Tiefen ausgesetzt war. Dieser Druck musste zwar durch die Tension des Gasgemenges contrebalancirt werden, aber ein kleiner Ueberschuss des Druckes war nothwendig, um eine Auflösung der Gasmasse in den Weltraum zu verhindern. Wäre dieses Uebergewicht des aus der Gravitation hergeleiteten Druckes nicht vorhanden gewesen, so konnte eine weitere Entwickelung der Erde überhaupt nicht erfolgen, dann wäre auch keine Contraction möglich geworden. Und dieses gleiche Spiel der vorzüglich in Betracht kommenden physikalischen Kräfte: der

Tension, die durch die Temperatur erhöht wird, und des Druckes, aus Gravitation und Contraction, der die Temperatur steigert, während eine äussere allmähliche Wärmeabgabe an den Weltraum erfolgte, muss auch durch den ganzen Entwickelungsgang der Erde hindurch dasselbe geblieben sein. Gehen wir darauf noch etwas näher ein.

Mit der Abgabe von Wärme an den Weltraum, d. i. mit Erkaltung von der Oberfläche des gasförmigen Sphäroides aus, kam nothwendig zur Wirkung der blossen Schwere oder Gravitation auch noch die der eintretenden Contraction hinzu. Beide setzten sich in Wärme um und so entstand wieder eine Temperaturerhöhung, deren Grösse sich jedoch nur schwer bestimmen lassen möchte.

Ist aber in einer gasförmigen Kugel, die bis zum Flüssigwerden erkaltet, der Maximalwerth des Druckes kleiner als die Spannkraft der Dämpfe im Maximum der Temperatur, so müsste eine solche Kugel von innen heraus wieder in Dampf sich verwandeln, sich dilatiren und sieden. Ist aber umgekehrt der im Inneren der Kugel herrschende maximale Druck grösser als die hier obwaltende Dampfspannung, so muss umgekehrt im Inneren der gasförmigen Kugel zuerst der Dampf in den flüssigen Aggregatzustand übergeführt werden.

Wenn also auch im Erdsphäroide durch Erhöhung der Temperatur in Folge der bei der Contraction geleisteten Arbeit im Mittelpunkte die grösste Dampfspannung herrschte, so musste dieselbe doch jedenfalls geringer sein, als der hier herrschende maximale Druck, da thatsächlich eine Dilatirung des Erdspäroides nicht erfolgte, vielmehr dasselbe fortschreitend durch den flüssigen Zustand in den theilweise oder ganz festen überging. Es folgt hieraus nothwendig, dass die Verdichtung der Gase im Inneren vor sich ging und sich also in dem Sphäroide zuerst ein flüssiger Kern um den Mittelpunkt herumlagerte.

Mit der weiteren Abnahme der Temperatur nach aussen schritt die gleiche Entwickelung fort. Wenn auch die Contraction fortdauernd wieder eine Temperaturerhöhung zur Folge haben musste, so konnte dieselbe doch nicht hoch genug sein, um die allgemeine Abnahme zu beeinflussen oder das oben aufgestellte Verhältniss von Dampfspannung und Druck zu alteriren. In jedem Momente, wo dieses umgekehrt sich gestaltet hätte, würde eine sofortige Auflösung des Sphäroides in den Weltraum die Folge gewesen sein.

Da nun die Abgabe der Wärme von der Oberfläche aus erfolgte, so trat der Uebergang aus dem gasförmigen in den flüssigen Zustand in Folge der blossen Erkaltung hier eigentlich zuerst ein, sowie die Verdampfungstemperatur des Gasgemenges erreicht und dann noch eine weitere Erniedrigung der Temperatur erfolgt war. Dass möglicherweise hierbei die Verschiedenheit in der Höhe des Verdampfungspunktes für einzelne Stoffe mit in Betracht kam, davon wollen wir hier absehen, jedenfalls trat dieser Umstand aber bei dem Uebergange aus dem flüssigen in den festen Zustand in Wirksamkeit.

Das höhere spec. Gewicht d. i. die grössere Dichtigkeit der entstandenen flüssigen Theile trieb diese von der Oberfläche aus dem Mittelpunkte zu. Mit dieser Bewegung traten sie natürlich in die sich folgenden Zonen höheren Druckes und höherer Temperatur ein. Sie hätten durch den Einfluss der letzteren natürlich wieder in den gasförmigen Zustand zurücksteigen müssen, wenn nicht der gleichzeitig zunehmende Druck ein grösserer gewesen wäre, als die durch die höhere Temperatur bewirkte Spannung. Das war an keiner Stelle der Fall; so konnte der einmal flüssige Tropfen nicht wieder gasförmig werden, sondern gelangte, stets dichter, als die ihn umgebenden Massen, mit denen er den gleichen

Druck und die gleiche Temperatursteigerung durchmachte, bis zum Mittelpunkte der Erde.

Der Uebergang aus dem gasförmigen in den flüssigen Aggregatzustand erfolgte also im Grossen und Ganzen von Innen nach aussen; im letzten Stadium dieses Processes war die Erde eine gluthflüssige von gasförmiger Hülle umgebene Kugel; das wäre also etwa die Sonnenphase unseres Planeten gewesen.

Bei einer bestimmten Temperatur, auf deren Höhe hier nichts ankommt, da immer nur das gegenseitige Verhältniss von Temperatur- und Druckmaximis das Bedeutungsvolle ist, begann der Process des Ueberganges aus dem flüssigen in den festen Zustand.

Auch dieser verlief im Allgemeinen mit der regelmässig erfolgenden Temperaturabnahme ohne Störung trotz der durch die Contractionsbewegung erzeugten Wärme. Nur die plötzliche Aufhebung des Druckes an einer Stelle des Inneren hätte hier eine gewaltsame Aenderung in dem Gleichgewichte der Kräfte und eine Unterbrechung der sich abspielenden Vorgänge hervorrufen können. In einer gasförmigen und flüssigen Kugel aber erscheint dieses nicht wohl möglich. Denn in allen Theilen bleibt die Gravitation und damit der Druck durch die volle Beweglichkeit immer gleichmässig wirksam. Das konnte erst anders werden, nachdem eine feste Rinde gebildet war, wenn diese die Kraft besass, im Ganzen als selbsttragendes Gewölbe zu wirken, oder in einzelnen Theilen wenigstens, wenn dieses auch im Ganzen nicht der Fall war, eine Aufhebung oder Verminderung des Druckes gestattete.

Wir können nun aber nach den allgemeinen Erfahrungen der Physik wohl annehmen, dass der Uebergang aus dem flüssigen in den festen Zustand nach gleichen Gesetzen erfolgt, als der aus dem gasförmigen in den flüssigen. Seitdem selbst die sog. permanenten Gase durch Abkühlung und Verdichtung flüssig und fest erhalten worden sind und damit ihre Condensirbarkeit erwiesen ist, kann das physikalische Gesetz als ein allgemein giltiges bezeichnet werden: dass alle Körper überhaupt die drei Aggregatzustände anzunehmen vermögen und dass alle durch Abkühlung und Verdichtung aus dem gasförmigen in den flüssigen und aus diesem in den festen übergehen. Die Verhältnisse von Druck und Temperatur sind hierbei wieder die Hauptsache. Bestimmter drückt dies die Physik in dem Satze aus: der Schmelzpunkt wird bei vermehrtem Drucke erhöht bei allen den Substanzen, deren Volumen beim Schmelzen vergrössert wird, dagegen wird der Schmelzpunkt erniedrigt, wenn die Substanz beim Schmelzen ihr Volumen verkleinert. Das erstere gilt ohne Zweifel für die Mehrzahl aller bekannten Körper; Versuche beim Eise haben die Richtigkeit des letzteren gezeigt.

Waren aber in dem gasförmigen Sphäroide alle Stoffe in vollkommener Dissociation vorhanden, so dass dieselben ein vollkommenes Gemenge von einem gemeinsamen mittleren spec. Gewichte darstellten, aber nicht nach der Eigenschwere jedes einzelnen zur Gruppirung kamen, so musste dieses Verhältniss in der flüssigen Kugel ein anderes geworden sein.

Dass auch bei dem Uebergange aus dem gasförmigen in den flüssigen Zustand die Verschiedenheit der Verdampfungstemperaturen der einzelnen elementaren Stoffe zur Geltung gekommen sei, dass also die Elemente mit den höchsten Siedepunkten zuerst flüssig werden mussten, ist jedenfalls nicht unwahrscheinlich. Aber bei dem Uebergange aus dem flüssigen in den festen Zustand lassen sich diese Vorgänge besser verfolgen, da sie nunmehr, mit dem Aufhören der freien

Beweglichkeit der einzelnen Theile zu dauerhaften, nicht leicht verwischbaren Zuständen im Erdsphäroide führen mussten.

Der Siedepunkt ist allerdings in weit höherem Maasse von dem Drucke abhängig als der Schmelzpunkt. Soweit unsere Kenntniss reicht, liegen die Siedepunkte der Schwermetalle am höchsten (mit wenigen Ausnahmen) und auch der Siedepunkt soviel höher als der Schmelzpunkt.

Nach den Erfahrungen bei den hierin bekannten Körpern kann man die Annahme wohl auch verallgemeinern, dass die höchsten Schmelzpunkte auch den höchsten Siedepunkten entsprechen. Wie sich diese Verhältnisse bei anderem als dem gewöhnlichen Atmosphärendruck, zumal bei sehr gesteigertem Drucke gestalten, wissen wir allerdings nicht.

Für das Ebengesagte mag die folgende kleine Tabelle als Erläuterung und Beleg dienen:

	Schmelzpunkt.	Siedepunkt.
Schwefel	111° C.	448°
Cadmium	320°	720°
Zink	412°	1040°
Silber	1000°	Knallgasgeblase.

Die chemische Vereinigung mit einer anderen Substanz oder die Lösung in einer anderen verändert auch die Lage des Siedepunktes. Dass solche Vorgange auch im Erdsphäroide zur Geltung kommen, ist wohl gewiss; ihre Bedeutung können wir im Einzelnen auch nicht annähernd erkennen und schätzen. Im Ganzen können sie einen anderen Gang der allgemeinen Entwickelung aber nicht herbeigeführt haben.

Die Annahme erscheint also den physikalischen Erfahrungen zu entsprechen, dass auch die noch gasförmige Hülle des schon grösstentheils flüssigen Erdsphäroides die Elemente in Gasform vorzüglich enthalten musste, deren Verdampfungstemperatur sowohl für die Oberfläche der Flüssigkeit und den dort herrschenden Druck, der natürlich bei dieser Atmosphäre ein vielfaches unseres heutigen Atmosphärendruckes war, als auch für jede Stelle im Inneren der flüssigen Sphäre noch unterhalb der obwaltenden Temperatur und der Druckwirkungen gelegen war. Die permanenten Gase und alle Elemente von niedriger Verdampfungstemperatur spielten in der damaligen Erdatmosphäre die Hauptrolle, sowie sie in der Sonnenatmosphäre und in glühenden, in einer einigermaassen ähnlichen Phase befindlichen Himmelskörpern spectralanalytisch noch heute erkannt werden.

Diese Verhältnisse gestalteten sich in dem weiter erkaltenden flüssigen Sphäroide nun immer bestimmter und mussten hier zu einer fortschreitenden Differenzirung der einzelnen elementaren Stoffe nach ihren Schmelz- und Siedepunkten führen. Auch die Wirksamkeit der chemischen Vereinigung und Mischung trat nun mit der Abnahme der vollkommenen Dissociation immer mehr hervor.

Wir können daher wohl annehmen, dass bei dem Uebergange aus dem flüssigen in den festen Zustand eine individuelle Gruppirung der Elementarstoffe und ihrer Verbindungen, trotzdem dieselben durch vielfache Strömungen im Inneren und an der Oberfläche der flüssigen Sphäre in Mischung gehalten wurden, doch nothwendig theilweise vorangegangen sein musste.

Die Einzelheiten und die Ursachen der eben genannten Strömungen können wir hier ausser Acht lassen, wenngleich sich daran sowohl für die Art der Ab-

kühlung als auch den Oberflächenort der ersten beginnenden Erstarrung wichtige Erörterungen anschliessen lassen. Sie waren jedenfalls die Veranlassung, dass in der flüssigen Sphäre, wenn auch bis zu einem gewissen Grade eine Differenzirung in Elementarstoffe sich vollzogen hatte, dennoch eine regelmässige Anordnung nach dem spec. Gewichte noch nicht erfolgt war. Das stimmt auch mit unseren Erfahrungen über den Zustand flüssiger Gesteinsmagmen überein, in denen ebenfalls die Differenzirung in einzelne Bestandtheile erst erfolgt, wenn die Erkaltung bis nahe an den Erstarrungspunkt fortgeschritten und die freie Beweglichkeit der einzelnen Theile des Magma's eine sehr beschränkte geworden ist. Wird diese Grenze durch sehr schnelle Erkaltung zu schnell überschritten, so erstarrt das Magma zu einem Glase, das nach Mischung und spec. Gewichte als das Mittel der Stoffe und ihrer Eigenschwere angesehen werden muss, die sich bei langsamerer Entwickelung gebildet haben würden. Gerade das Erhalten der dem Erstarrungsmomente nahe liegenden Temperatur über längere Zeit hin, hat zur künstlichen Darstellung der Minerale geführt, die vorzüglich auch in vulkanisch gebildeten, aus dem Schmelzflusse erstarrten Gesteinen auftreten.

Die flüssige Sphäre behielt also durch die in ihr bis zu einer gewissen Periode erhaltene leichte Beweglichkeit aller Theile und die diese ergreifenden Strömungen einmal das mittlere spec. Gewicht der Mischung aller in ihr vorhandenen Elemente an der Oberfläche oder für jeden Punkt im Inneren selbstverständlich unter Anrechnung des Druckes. Aber auch für die Vertheilung der Temperatur waren diese Strömungen von grosser Wichtigkeit.[1])

Denken wir uns also nun ein Sphäroid, in dem alle Elemente und deren Verbindungen in einer schmelzflüssigen Lösung gleichzeitig vorhanden waren, in der aber, so wollen wir annehmen, ein gewisses chemisches Gleichgewicht hergestellt war, so dass wir zunächst von einem vielfachen Wechsel in der Art der einzelnen Stoffe und Verbindungen absehen können. (Thatsächlich wissen wir über diese Verhältnisse nichts einigermaassen Wahrscheinliches.) Dieses schmelzflüssige Sphäroid besass ein mittleres spec. Gewicht, das höher war, als das der leichteren darin in Mischung befindlichen, niedriger dagegen als das der schwereren Stoffe und Verbindungen.

War die Oberfläche dieses Sphäroides durch Wärmeabgabe bis zu dem Punkte der Erkaltung fortgeschritten, dass überhaupt eine Differenzirung und ein Festwerden einzelner Stoffe oder Verbindungen beginnen konnte, so mussten, wie vorher erörtert, diejenigen den Anfang machen, welche die höchsten Erstarrungs- und Schmelzpunkte besassen. Für diese aber gab es bezüglich ihrer spec. Schwere und der Volumveränderung beim Uebergang aus dem einen Aggregatzustand in den anderen folgende Möglichkeiten: Entweder sie besassen:

1. Ein sehr hohes spec. Gewicht und einen hohen Contractionscoefficienten, oder
2. ein hohes spec. Gewicht, dehnten sich aber beim Festwerden aus, oder
3. ein niedriges spec. Gewicht und hohen Contractionscoefficienten, oder
4. ein niedriges spec. Gewicht und dehnten sich aus.

Alle diese Fälle erscheinen auf den ersten Blick für die Frage von Bedeutung, ob die erstarrten Theile an der Oberfläche des Sphäroides eine feste Rinde zu bilden im Stande oder aber unterzusinken gezwungen waren.

Von vornherein beschränken sich aber diese Möglichkeiten ungemein. Denn

[1]) ZÖLLNER: Ueber die Natur der Cometen. pag. 486.

da der erstarrte Körper, der gleichzeitig von dem Gesammtmagma auch stofflich sich differenzirt hatte, nun mit seiner Eigenschwere erscheint, so kommt es also auf die Contractions- oder Ausdehnungsfähigkeit desselben nur in dem Falle an, dass er nahezu das gleiche spec. Gewicht des gemeinsamen Magma's besass und also durch Dilatation weniger dicht, durch Contraction dichter wie dieses werden und darnach auf demselben schwimmen oder darin untersinken musste. Dieser Fall ist aber jedenfalls fast ganz ausser Acht zu lassen, wie sich aus unserer weiteren Betrachtung noch näher ergeben wird.

Die meisten zunächst nach ihren Schmelzpunkten in Betracht kommenden Stoffe sind jedenfalls so viel schwerer, wie das gemeinsame Magma oder auch so viel weniger dicht, dass auch ein hohes Maass von Contraction oder Dilatation sie bezüglich ihrer Dichte dem Magma gar nicht zu näheren vermag.

Dieser Umstand scheint auch bei der Beurtheilung der geologischen Bedeutung der Versuche über das Verhalten von Metallen oder künstlich erstarrten Silicatschmelzflüssen, z. B. Glas, bisher nicht genügend betont worden zu sein. Denn ob ein Metall oder ein Glasfluss einen hohen Contractionscoefficienten besitzt, oder ob es sich im Gegentheile ausdehnt, das kann doch nur dann für das Schwimmen oder Untertauchen der auf der erstarrenden Erdrinde sich bildenden Schollen als eine Analogie gelten, wenn wir voraussetzen, dass erstarrte und geschmolzene Masse stofflich identisch sind. Denn bei allen über jenes Verhalten angestellten Versuchen ist immer nur dasselbe feste, erstarrte Metall auf dem flüssigen zum Schwimmen oder zum Untertauchen gebracht worden.

Für die Verhältnisse, wie sie bei der Erstarrung der Erdrinde obwalteten, war es ganz gleichgiltig ob, wie es Millar's[1]) Versuche, mit denen auch die neuerdings von F. Nies und Winkelmann[2]) angestellten übereinzustimmen scheinen, wahrscheinlich machen, das Eisen beim Festwerden sich ausdehne oder sich contrahire, wie es die Versuche von Mallet[3]) und Roberts[4]) ergeben hatten. Der letztere fand, dass zwar das Eisen beim Abkühlen aus dem flüssigen Zustand zum plastischen sich ausdehne und zwar schnell bis zu 6%, dann aber beim Uebergang zum festen sich wieder um 7% contrahire. Alle diese Versuche sind eben dadurch von der Wirklichkeit beim Erstarrungsprocesse der Erde fundamental verschieden, dass in letzterem Falle der erstarrte Körper immer ein ganz anderer war, als das übrigbleibende flüssige Magma. Hier kam nicht Eisen mit Eisen, Wismuth mit Wismuth, erstarrte Glasmasse mit schmelzendem Glase von gleicher Zusammensetzung zum Vergleiche, sondern ein Metall also z. B. Eisen mit dem spec. Gewichte von 7—8 gegenüber einem Magma von jedenfalls geringerem spec. Gewicht als 5·5, oder anderseits auch ein Silicat z. B. von dem spec. Gewichte des Granites 2,6 mit einem eben solchen, viel dichteren Magma. Die so überaus unsicheren und keineswegs weder nach der einen noch der anderen Seite hin entscheidenden Versuche und Ansichten über die Contractions- und Dilatationsvorgänge beim Uebergange flüssiger Körper in den festen Aggregatzustand kommen also zunächst gar nicht in Betracht. Wir werden sehen, dass sie im Verlaufe der fortschreitenden Erstarrung allerdings später einmal von Bedeutung im Processe der Erdentwicklung wurden, aber erst dann, als die wesentliche Anordnung der erstarrten Theile schon erfolgt war.

---

[1]) Millar, Nature 18. 1878. pag. 464.

[2]) Annalen der Physik und Chemie 1881. Neue Folge XIII. pag. 43 ff.

[3]) Mallet, Philos. Mag. (4) 49 1875. pag. 231.

[4]) Robert's Philos. Mag. 11. 1881. pag. 295.

Die im Vorhergehenden aufgestellten 4 Fälle reduciren sich also für den Beginn des Erstarrungsprocesses der Erde dahin: haben die Stoffe, welche die höchsten Schmelz- und Erstarrungspunkte besitzen, ein sehr hohes, oder ein sehr niedriges spec. Gewicht oder endlich grösstentheils ein mittleres, das der mittleren Dichte, die dem Gemenge aller Elemente eigen sein muss, sehr nahe gelegen ist?

In der nachfolgenden Tabelle sind die wichtigsten Elemente nach ihren bekannten Schmelzpunkten und ihren spec. Gewichten geordnet in zwei Reihen neben einander gestellt.

Element.	Schmelzpunkt.	Dichte.	Element.	Schmelzpunkt.	Dichte.
Arsen	?	4,7—5,7	Gold	1100°	19,3
Iridium	2700°	23	Silber	1000—1100°	10,5
Platin	2000°	21,5	Antimon	425°	6,7
Wolfram	1700°	16,6	Zink	412°	7—7,2
Nickel	1600°	8,8—9	Blei	325°	11,37
Mangan	1600°	7,2	Cadmium	320°	8,6
Cobalt	1400°	8,9	Wismuth	267°	9,9
Kupfer	13—1400°	8—9	Zinn	225°	7,3
Eisen	1200°	7,6	Quecksilber	—39°	13,6

und andererseits die Nichtschwermetalle und Metalloide:

Silicium	2000°	2,1—2,6
Baryum	Rothgluth	3,6
Aluminium	,,	2,56
Calcium	,,	1,5
Magnesium,	dunkle Rothgluth	1,75
Natrium	95°	0,972
Kalium	62,5°	0,865
Phosphor	44°	1,8—2,1.

Aus dieser Tabelle geht eines mit Sicherheit hervor, dass die Körper mit hohen Schmelzpunkten sich in zwei Gruppen zerlegen, einmal die schweren Metalle, und zwar haben die schwersten Metalle auch ziemlich übereinstimmend gerade die höchsten Schmelzpunkte und dann in die Elemente, die wesentlich an der Bildung der Silicate betheiligt sind und das niedrige spec. Gewicht dieser besitzen.

War also in der Phase der Erdentwicklung, wo die Temperatur an der Oberfläche des flüssigen Sphäroides von einer mittleren Dichte soweit erniedrigt war, dass sie sich den höchsten Schmelztemperaturen der uns bekannten Stoffe näherte, endlich der Moment eingetreten, wo eine Ausscheidung begann, so waren es nach der Tabelle zunächst die schwersten Metalle einerseits, die Kieselsäure und Silicate andererseits, welche die Erstarrung einleiten mussten. Auf die Grösse der Werthe für die damalige Dichte der einzelnen Stoffe, die wir natürlich nicht bestimmen können, da uns die Kenntniss des damals obwaltenden Druckes fehlt, kommt es hierbei wiederum nicht an, sondern nur auf das gegenseitige Verhältniss der Dichte, von dem wir wohl voraussetzen können, dass es unter gleichen Bedingungen für alle Stoffe ein constantes bleibt.

Die zuerst ausgeschiedenen festen Theile waren also z. Th. von sehr viel höherem spec. Gewichte als das gemeinsame feurigflüssige Magma z. Th. von sehr viel geringerer Dichte. Selbst wenn alle Schwermetalle sehr beträchtlich

sich beim Erstarren ausgedehnt hätten, würden sie doch hierdurch das niedrige spec. Gew. des Magma's ebenso wenig haben erreichen können, wie die Silicate, wenn diese sich beträchtlich contrahirt hätten[1]). Für die Metalle aber nahm man grösstentheils früher die grössten Contractionscoefficienten an, für die Silicate nur sehr geringe oder im Gegentheil eine Ausdehnung. In keinem Falle wurde also das Verhältniss alterirt, dass die vermöge ihrer hohen Schmelzpunkte aus dem sich abkühlenden schmelzflüssigen Erdsphäroide an dessen Oberfläche zuerst sich bildenden festen Schollen, z. Th. vermöge ihres hohen spec. Gewichts in demselben zum Untersinken kommen, z. Th. aber nothwendig auf demselben schwimmend sich erhalten konnten. Die letzteren waren in der Lage nach und nach eine feste, die ganze Erde umhüllende Rinde zu bilden, die zunächst allerdings nur von der unterliegenden Schmelzflüssigkeit getragen, keineswegs die Beschaffenheit eines sich selbst tragenden Gewölbes annahm.

Die untersinkenden Schollen von hohem spec. Gewichte gelangten in Zonen immer zunehmender Temperaturen und würden hier wieder zum Einschmelzen gekommen sein, wenn nicht der proportional wachsende Druck auch successive ihre Schmelzpunkte heraufgerückt hätte. Hier stehen wir wieder vor der allerdings unentschiedenen Frage, wie das Verhältniss der durch die Wärmezunahme bedingten Tension zu dem durch die Gravitation bewirkten Druck gewesen sein mag. Blieb dieses auch jetzt das Gleiche, wie in der ersten Phase der Erdbildung beim Uebergange aus dem gasförmigen in den flüssigen Zustand, und es ist kein Grund gegen diese Annahme anzuführen, so musste jede untersinkende Scholle in festem, immer dichter und starrer werdenden Zustande bis zum Gravitationsmittelpunkte gelangen können.

So stellt sich der Erstarrungsprocess als ein zweifacher dar, einmal erfolgte er von Aussen nach Innen, gleichzeitig dann aber auch von Innen nach Aussen fortschreitend. Der feste Kern nahm immer mehr zu, indem sich ihm alle Schwermetalle in der Folge ihrer Erstarrungstemperaturen anlagerten, und die Rinde wuchs durch Anlagerung an ihre Unterlage durch die weitere Erstarrung der schwer schmelzbaren Stoffe von niedrigem spec. Gewichte, wie die Silicate.

Dass in beiden Theilen, sowohl in der äusseren Rinde als im inneren Kern, aber auch von diesem abweichend sich verhaltende Körper durch mechanisches Umschliessen von den erstarrten Schollen festgehalten werden konnten und dass sonach die Zusammensetzung beider Erstarrungszonen eine ungleiche, zusammengesetzte werden musste, ist wohl keine unwahrscheinliche Annahme. Jedenfalls kamen auch die die Schmelzpunkte wesentlich modificirenden Verhältnisse von Legirungen, sowie die vielfachen Wirkungen chemischer Vorgänge, Verbindungen, und Lösungen hierbei mit in Betracht, ohne dass wir in der Lage wären, dieselben im Einzelnen zu beurtheilen und zu schätzen.

Eins aber war nothwendig die Folge dieser in zwei Richtungen fortschreitenden Verfestigung der Erde. Je mehr die leichteren und schwereren Stoffe von hohen Schmelzpunkten aus dem gemeinsamen Magma ausschieden, umsomehr musste die Dichte desselben abnehmen und eine solche werden, dass sie sich der Dichte der einzelnen darin gemengten Stofte näherte. Mehr und mehr mochten für diesen Rest des Magma's dann die Verhältnisse der Contraction oder Dilatation der erstarrenden Theile von Bedeutung werden. Da zudem die

[1]) Dass in der That die Silicate aber bei der Erstarrung sich ausdehnen, scheinen die Versuche von Siemens, Berl. Monatsber. 1878 pag. 570, entgegen früherer Annahme von Thomson Phil. Trans. 153. 1863. pag. 573 darzuthun.

Rinde ein niedrigeres spec. Gewicht besass als das Magma, aus dem sie sich ausschied, so verminderte sich für dieses einigermaassen der Druck und dadurch konnte ein Zurückweichen vom Erstarrungspunkte in grössere Schmelzflüssigkeit herbeigeführt werden, d. h. der Process der Erstarrung schritt schon durch den geringen Druck langsamer fort bei dem gleichen Maasse der Wärmeabgabe.

Wir können uns nun a priori recht wohl vorstellen, dass die Erstarrung in dieser Weise fortschreitend, endlich soweit gediehen war, dass nur eine verhältnissmässig dünne Zwischenzone zwischen dem festen Kerne und der festen Rinde übrig blieb und dann fragen, welche Beschaffenheit muss nach dem Vorhergehenden dieser Zone, die wir als Medianzone bezeichnen wollen, zukommen. Die Antwort scheint hier auffallend mit geologischen Erfahrungen über das wirkliche Vorhandensein einer ganz besonders gearteten Zone übereinzustimmen, der sogen. Olivinzone.

Dass das spec. Gewicht dieser Medianzone ein etwas niedrigeres sein musste als das mittlere des ursprünglichen Magma's und dass andererseits dasselbe dem der einzelnen Stoffe, die an der Zusammensetzung sich betheiligten, sehr nahe stehen musste, wurde vorhin schon bemerkt. Ausserdem aber müssen in dieser Zone sowohl Silicate, d. h. Glieder der äusseren, als auch Schwermetalle, d. h. Glieder der inneren Erstarrungs-Reihe in solchen Verbindungen überwiegen, dass ihre spec. Gewichte eine Mittelstellung einnehmen.

Diesen Bedingungen scheint vorzugsweise die Olivingruppe zu entsprechen, die einerseits mit dem Forsterit, dessen spec. Gew. nur 3,243 beträgt, an die Silicate, andererseits mit dem eisenreichen Fayalit, dessen spec. Gewicht bis zu 4,3 sich steigert, unmittelbar an das Magneteisen sich anreiht. Sie entspricht aber noch einer weiteren Bedingung, die sich für diese Medianzone zwischen der äusseren Rinde und dem festen Kerne nach dem vorherigen von selbst ergiebt: nämlich die, ein sehr basisches Silicat darzustellen. Je mehr die Silicate von dem niedrigen spec. Gew. und hohen Schmelztemperaturen, als deren Durchschnittszusammensetzung wir etwa die des Granits gelten lassen können, in der äusseren Rinde aus dem gemeinsamen Magma sich abschieden, um so basischer musste natürlich dieses letztere werden. Das entsprach hinwieder dem Umstande, dass es länger in flüssigem Aggregatzustande verharrte, denn die basischeren Silicate, besonders die eisenreichen, haben niedrigere Schmelzpunkte.

Wir kommen auf diesem Wege zu der Annahme, dass Olivingesteine im Inneren der Erde eine sehr bedeutende Rolle spielen und begegnen hier ganz ähnlichen, wenn auch auf anderem Wege herbeigeführten Schlussfolgerungen, wie sie Daubrée aus seinen schönen Untersuchungen über die Meteoriten und deren Vergleichung mit den tiefen Gesteinen der Erde gewann.[1])

Kein Mineral tritt in den Meteoriten mit solcher Regelmässigkeit auf, wie der Olivin. Dagegen fehlt dieses den eigentlich geschichteten Formationen der Erde und ist auch den granitischen Gesteinen fremd.[2]) Ganz besonders häufig und

[1]) Daubrée, Experimental-Geologie, Deutsche Ausgabe von Dr. Gurlt. Braunschweig 1880. pag. 422.

[2]) Die so überaus interessante Entdeckung des Olivins in der krystallinischen Schiefergruppe Norwegens, wo er in der That als ein unzweifelhaft dieser angehöriges Gebilde erscheint, ist in ihrer Bedeutung für die geol. Rolle des Olivin noch nicht ganz zu schätzen. Er erscheint hier in dem Theile der Erdrinde, den man als den ältesten anzusehen geneigt war. Die Entstehung der krystallin. Schiefer ist noch eine unentschiedene Streitfrage. Olivinschiefer in ihnen scheinen allerdings den Gedanken nahe zu legen, dass ihre Bildung von der der alten Eruptivgesteine kaum

charakteristisch ist auf der Erde sein Vorkommen in solchen Eruptivgesteinen deren Sitz jedenfalls unter der granitischen Schicht zu liegen scheint. Er kommt in diesen nicht allein als eingewachsene Krystalle und Körner, sondern meist in Gestalt von Bruchstücken vor, oft eckig und unregelmässig scharfkantig, sodass sie als Trümmer, von Gesteinen in der Tiefe losgerissen, anzusehen sind. Diese Olivinbomben sind in manchen Basalten bekanntlich überaus zahlreich. Der Basalt der kleinen Kuppe des Finkenberges gegenüber Bonn am Rhein enthält so zahlreiche eckige Einschlüsse körniger Olivinbruchstücke, dass er stellenweise fast einen breccienartigen Charakter annimmt. Die Olivinsubstanz ist theilweise angeschmolzen und aus der Schmelzmasse haben sich dieselben Minerale in kleinen Krystallen ausgeschieden, welche dem Basalte selbst eigenthümlich sind. Das wirft auch auf die Annahme ein Licht, die DAUBRÉE ausspricht, indem er sagt: »Der Olivin, um von seinem ursprünglichen Sitze in der Tiefe an die Erdoberfläche zu gelangen, hatte saure Gesteine von vielen Kilom. Mächtigkeit zu durchbrechen. Dabei musste er nothwendig auf diese einwirken und so konnten verschiedenartige Gesteine gebildet werden«. Auf diese Vorgänge der Wiederein- und Umschmelzung wird noch an anderer Stelle zurückgekommen werden.

Hier genügt es, zu zeigen, dass der Olivin im Inneren der Erde ein weit verbreitetes Gestein ist, dass gewisse charakteristische Unterschiede ihn von allen übrigen Silicatgesteinen unterscheiden: die sehr basische Beschaffenheit, die grosse Leichtigkeit der Bildung auf dem Wege einfacher Schmelzung und endlich die grosse Dichtigkeit. Nach diesen Charakteren versetzt auch DAUBRÉE die Olivingesteine in die untersten Theile der Erdrinde, unterhalb der Schicht der granitischen und der basischen Thonerdegesteine.

Auch das Zusammenvorkommen von Platinerzen, Chromeisen, Magneteisen u. a. mit Olivingesteinen oder deren Umwandlungsprodukten, den Serpentingesteinen, verweist auf einen gewissen Zusammenhang, in dem diese Gesteine mit den inneren, schwereren Theilen der Erde stehen[1]).

Ob wir nun aber den Olivin als das oberste der Glieder bezeichnen wollen, die den festen Kern durch Entwickelung von Innen nach Aussen gebildet haben, oder ob wir ihm die tiefste Stelle der äusseren Erstarrungsrinde zuweisen, das erscheint nur dann von Bedeutung, wenn wir ihn nicht als den zuletzt erstarrten Rest des Gesammtmagma's des Erdinneren ansehen. Das aber scheint aus unserer Betrachtung ohne Weiteres und mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit hervorzugehen und steht auch mit der Erfahrung in einer gewissen Uebereinstimmung, dass er gerade in den jüngsten Eruptivgesteinen die hervorragende Rolle spielt, von der vorhin die Rede war.

Gleichwohl ist aus dem Emportreten schmelzflüssiger Laven nicht der Schluss zu ziehen, dass in der Medianzone zwischen dem festen Kern und der festen Rinde wirklich noch flüssige Massen von basischer oder saurer Mischung, also entweder von einer der Olivinzone oder der darüber befindlichen granitischen Zone entsprechenden Beschaffenheit vorhanden seien.

Nehmen wir an, dass die Erstarrung der Erde eine ganz vollkommene geworden, so ist nach unserer Annahme immerhin die Medianzone als die zuletzt fest gewordene und die am leichtesten schmelzbare charakterisirt. Wenn auch

sehr verschieden gewesen sein kann. An dem Begriff eruptiver Gneisse halten auch aus anderen Gründen noch viele Forscher fest. Vergl. BRÖGGER, Ueber den Olivinfels von Söndmöre. N. Jahrb. f. Min. 1880. Bd. II. pag. 187.

[1]) Hierbei natürlich von dem secundär gebildeten Magneteisen abgesehen.

nach ihrer Erstarrung die weitere Erkaltung des Erdkörpers noch um ein Erhebliches fortgeschritten sein sollte, steht sie doch ihrem Schmelzpunkte noch am nächsten. Eine verhältnissmässig geringe Temperaturzunahme würde sie wieder in den Schmelzfluss zurückversetzen können.

Da aber der Schmelzpunkt der in der Medianzone befindlichen Massen unter dem Drucke der aufliegenden festen Rinde um ein Bedeutendes höher liegen muss, als für die gleichen Massen in einer weniger grossen Tiefe oder gar an der Erdoberfläche, so kann also auch ohne eine Temperaturerhöhung ein Zurückgehen in den schmelzflüssigen Zustand unter zwei Bedingungen stattfinden, einmal, wenn an irgend einer Stelle der herrschende Druck vermindert oder aufgehoben wird, das andere Mal, wenn die Masse durch Bewegung an eine höhere Stelle mit niedrigerem Druck gelangt.

Ganz analog liegen die Verhältnisse bei den sogen. Geysiren d. h. intermittirenden heissen Wassersprudeln. Nur vollzieht sich bei ihnen das Spiel auf der Grenze von flüssigem und dampfförmigem Zustande. Aber die physikalischen Gesetze, die ihrer Thätigkeit zu Grunde liegen, sind doch wohl die gleichen.

In der Quellröhre des Geysir befindet sich an irgend einer Stelle in der Tiefe das Wasser unter dem Druck der aufliegenden Wassersäule noch flüssig bei einer Temperatur, die um einige Grade über dem Siedepunkte desselben d. i. 100° C. liegt. Eine geringe Aufwärtsbewegung bringt dasselbe in eine Zone, wo der geringere Druck die Spannung durch die höhere Temperatur nicht mehr zu überwinden vermag. Ein plötzliches Uebergehen des Wassers in Dampf, eine Explosion des Geysir ist die Folge davon.

Ganz ähnliche Vorgänge können wir an der Grenze zwischen flüssigem und festem Zustande wenigstens physikalisch für möglich halten.

Unter den Vulkanen haben einige, z. B. der Stromboli, in der regelmässigen Intermittenz ihrer Explosionen eine unverkennbare Aehnlichkeit mit Geysiren; an sie erinnert auch der rythmische Gang der Dampfentwickelung während der Eruptionen fast aller Vulkane.

Nun erscheint allerdings unter der Annahme, dass die Erde im Inneren durchaus fest ist, die Möglichkeit einer Aufwärtsbewegung der überhitzten Massen der Medianzone nicht so leicht wie in einer Flüssigkeitssäule. Aber unmöglich ist sie dennoch ebenso wenig, wie die Entlastung durch partielles Aufheben des Druckes.

Wir müssen hierbei noch von einer anderen Betrachtung ausgehen. Es ist der Satz schon früher mehrfach ausgesprochen und auch der Versuch eines mathematischen Beweises für denselben gemacht worden: Dass die äussere, feste Rinde der Erde, wenn sie nicht unterstützt sei, nicht als eine gewölbeähnlich sich selbst tragende angesehen werden könne, sondern dass sie durch die Wirkung der Gravitation zusammenbrechen müsse[1]). Die wichtige Folge davon ist, dass wir auch in der durchaus festen Erdrinde einen im Inneren auf alle Theile gleichmässig wirkenden Druck voraussetzen müssen. Es steht also jeder Punkt im Inneren der Erde in der That unter dem Drucke der auflastenden festen Massen, in ganz ähnlicher Weise wie das in einem flüssigen Sphäroide der Fall sein würde. Von diesem Gesichtspunkte aus macht es sonach keinen Unterschied, ob wir uns unter der Rinde eine flüssige Medianzone vorstellen oder nicht.

[1]) Mallet; Vulk. Kraft, l. c. pag. 49 und Ball, Philos. Magaz. XXXIX. 1870 pag. 107. Auch de Conte entwickelte diese Ansicht: Silliman's Journ. III. Bd. IV. 345, 460.

Nun hat aber die fortschreitende Erkaltung der Erde noch einen anderen Vorgang zur Folge: die Contraction; wenn das Maass derselben auch im Ganzen nur einem geringen Contractionscoefficienten entsprechen mag, so ist sie immerhin bedeutend genug, um die gesammten Niveaudifferenzen der Erdoberfläche in erster Linie hervorgerufen zu haben.

Die Contraction bedingt zunächst eine nach dem Mittelpunkt gerichtete Bewegung der einzelnen Theile. Da aber die festen Massen der äusseren Rinde so wenig wie der feste Kern der centripetal gerichteten Bewegung Raum zu geben vermochten, so war die Folge der Contraction ein Umsetzen in Bewegungen, die einem tangentialen Drucke zu entsprechen scheinen. An der Oberfläche der Erde, die wir als Ebene für diesen Fall auffassen mögen, erscheint also dieser Druck horizontal. So bewirkt derselbe nothwendig eine Spannung zwischen je zwei aneinander grenzenden Theilen, und wo endlich die feste Masse dieser Spannung nachgiebt, da müssen einzelne Theile sich abwärts bewegen, andere, als secundäre Wirkung, aufwärts gedrückt werden und zwar durch den seitlichen Druck der einsinkenden Theile, sowie man einen Keil zu einer verticalen aufwärts gerichteten Bewegung zu bringen vermag, wenn man ihn von zwei entgegengesetzten Seiten einem horizontalen Drucke aussetzt. Ungleichheiten in der Beschaffenheit der einzelnen Theile werden auch die Wirkungen der Contraction ungleich gestalten. Entweder wird sich der seitliche Druck dadurch ausgleichen, dass oberflächliche Theile, der Pressung nachgebend, sich in Falten legen oder aber keilförmige Spaltung ermöglicht das Ausweichen gewisser Stücke nach oben ohne eine erhebliche Faltung, oder endlich beides tritt in Combination ein.

In dem Artikel »Gebirge und Gebirgsbildung« kommen wir auf die faltenwerfende Wirkung der Contraction noch einmal ausführlicher zurück. Hier soll nur betont werden, dass eine Auf- und Abwärtsbewegung einzelner Theile der Erdfeste, mehr oder weniger keilförmiger Theile, auch ohne Faltenbildung längs gewaltiger Spalten keineswegs in den Gebirgen unbekannt ist. So zeigen die mächtigen Plateaus im westlichen Nord-Amerika im Staate Utah zum Theil eine Structur, die keineswegs auf eine Faltung durch tangentialen Druck zurückzuführen ist[1]). Sie erscheinen im Gegentheil wie grosse, in ihren Niveau's allerdings auseinander gerückte Platten, in denen aber die einzelnen Schichtensysteme, die diese zusammensetzen, keineswegs in Falten liegen, sondern nur eine einseitige Neigung oder fast horizontale Lage besitzen, getrennt durch geneigte, mehr oder weniger parallel verlaufende ungeheure Spalten oder sogen. Verwerfungen. Der überwiegend plateauartige Charakter dieser Gebirgsländer, im Gegensatze zu den eigentlichen Kettengebirgen, mag wohl mit dieser Erscheinung im Zusammenhange stehen. Die einzelnen gegen einander bewegten Theile nehmen darnach die Gestalt keilförmiger Massen an. Die Abwärtsbewegung der einen muss nothwendig eine Aufwärtsbewegung der zwischenliegenden zur Folge haben.

(Min. 48. 49.)

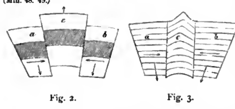


Fig. 2. Fig. 3.

Wir können uns dieses schematisch vorstellen (Fig. 2). Wenn in der nebenstehenden Figur die Theile a und b zum Niedersinken kommen, so heben sie vermöge des damit auf c beiderseitig aus

1) C. E. Dutton: Geology of the high Plateaus of Utah. Washington 1880. pag. 53

geübten Druckes diesen Theil nothwendig in die Höhe. Je weniger ein Ausweichen nach unten überhaupt möglich ist, um so bedeutender muss die Aufwärtsbewegung von *c* werden. In den oberen Theilen von *c* tritt damit nothwendig eine Ausdehnung nach beiden Seiten ein, eine Streckung, also der gerade Gegensatz einer Faltung. Von der Convergenz oder gegenseitigen Neigung der die einzelnen Theile trennenden Spalten hängt das Maass der Bewegung oder überhaupt die Möglichkeit der Bewegung ab. Wenn diese parallel oder nur sehr gering gegen einander geneigt sind, wird der seitliche Druck eher eine Ausbiegung des Theiles *c*, eine oberflächliche Faltung als eine Aufwärtsbewegung im Ganzen zu bewirken vermögen (Fig. 3).

Jedenfalls können wir uns vorstellen, wie im ersteren Falle, wo also durch den tangentialen Druck eine Aufwärtsbewegung einzelner Stücke der Erdfeste in ihren peripherischen Theilen stattfindet, der Druck auf den unter diesen befindlichen Massen vorübergehend aufgehoben oder wesentlich vermindert wird.

Befanden sich diese aber in einer Temperatur, die weit über ihrem Schmelzpunkte liegt, und wurden sie trotzdem nur durch den auflastenden Druck, der ihrer Tension entgegenwirkte, im festen Zustande gehalten, so trat mit der Entlastung und dem Aufhören des Druckes ein plötzliches und gewaltsames Uebergehen in den flüssigen Zustand ein. Mit diesem Uebergange verband sich nothwendig auch eine Ausdehnung. Diese hatte ein Empordringen der flüssig gewordenen Magmen auf den Wegen zur Folge, die sich als die natürlichsten darboten, nämlich die Spalten, welche den Theil der Erdfeste begrenzen, der durch seine Aufwärtsbewegung die Entlastung und hierdurch das Zurückgehen in den flüssigen Zustand bewirkt hatte.

Eine ganze Reihe der Erscheinungen, die mit dem Emporbrechen flüssiger Gesteinsmassen aus dem Erdinneren in den vulkanischen Schloten zusammenhängen, lässt sich unter diesen Voraussetzungen recht gut erklären. Ganz besonders findet auch das Auftreten der vulkanischen Aeusserungen längs der weithin sich erstreckenden Spalten oder Bruchlinien hierin eine gewisse Begründung. Bei dem Kapitel »Vulkane« soll darauf noch eines Näheren eingegangen werden.

Hier sollte nur die Möglichkeit derartiger Vorgänge hervorgehoben werden, da sie uns den Beweis liefern, dass keineswegs das Empordringen schmelzflüssiger Laven als ein Beweis für den flüssigen Zustand des Erdinneren gelten kann.

Der Uebergang einzelner Theile der Medianzone in den leicht flüssigen Zustand kann natürlich noch leichter verstanden werden, wenn wir uns denken, dass dieselbe nicht vollkommen fest geworden sei, sondern sich noch in dem sogen. viscosen Zustande befinde, der der eigentlichen Erstarrung vorausgeht. In wie weit wir zu der Annahme berechtigt sind, dass ein solcher noch jetzt in der Medianzone existire, das hängt lediglich von der Temperatur ab, die wir in derselben voraussetzen. In Wirklichkeit hat es kaum eine Bedeutung, ob wir den ganz festen oder viscosen Zustand aus der Interpretation der Temperaturzunahme nach dem Inneren der Erde herleiten zu müssen glauben.

Dass aber der viscose Zustand in einem gewissen Stadium vorhanden sein muss, das folgt aus zahlreichen Beobachtungen über das Verhalten verschiedener Körper beim Erkalten und Festwerden. Für alle bekannten Stoffe erfolgt ein längeres oder kürzeres Zwischenstadium der Weichheit, resp. der Halbflüssigkeit, ehe der Körper bei Abnahme der Temperatur vollkommen fest, bei Erhöhung der Temperatur vollkommen flüssig wird. Bei einzelnen Körpern ist dieser

Intervall nur sehr kurz, z. B. bei dem Eise, bei anderen dauert er sehr lange und verläuft ganz allmählich z. B. beim Selen. Auch in den Verbindungen der basischen und sauren Silicate, wie sie die künstlichen Schlacken und Glasflüsse darstellen, dauert dieser viscose Zustand sehr lange und ist von ganz besonders eigenthümlicher Art. Das zeigen u. a. auch die fliessenden Laven, die so zäh sind, dass sie kaum mehr das Hineindrücken eines fremden Körpers gestatten und dass auch sehr viel schwerere Körper nicht in ihnen unterzutauchen vermögen, und doch fliessen dieselben und bewegen sich noch mit einer gewissen Schnelligkeit fort.

Dieser viscose Zustand ist jedenfalls am meisten geeignet, beim Nachlassen des herrschenden Druckes so zu reagiren, wie wir es vorausgesetzt haben. Keine directe Beobachtung irgend welcher Art steht der Annahme entgegen, dass die Medianzone ganz oder z. Th. in diesem Zustande sich befinde. Sind doch auch gerade manche Physiker bei ihren Betrachtungen zu der Annahme gekommen, dass unter der festen Rinde jedenfalls zunächst eine Zone von dieser halbflüssigen Beschaffenheit sich finde[1]).

Durch den Umstand endlich, in der Erstarrungsreihe die letzte gewesen zu sein, müssen der Medianzone aber noch andere ganz besondere Eigenschaften zugetheilt worden sein, die sich z. Th. ebenfalls in gewissen Erscheinungen an der Erdoberfläche und bei den vulkanischen Eruptionen wiederspiegeln.

Eine ganze Reihe von Stoffen, die bei sehr niedrigen Temperaturen noch in gasförmigem Aggregatzustand bestehen können oder die wenigstens einen so niedrigen Schmelzpunkt besitzen, dass sie in der Medianzone nicht wohl in festem, sondern nur in flüssigem Zustande denkbar sind, müssen von den festen oder viscosen Massen dieser Zone absorbirt, umschlossen und darin festgehalten werden. Es ist eine bekannte Thatsache, dass gewisse Metalle, z. B. Silber, Gase mit einer ganz besonderen Lebhaftigkeit absorbiren. Sonach ist es durchaus wahrscheinlich, dass Gase auch in grösseren Mengen in dieser oder ähnlicher Weise in der Medianzone gebunden sind. Von den Gasen, die bei vulkanischen Emanationen eine Rolle spielen, kann das u. a. für die Kohlensäure, die unter 36 Atmosphären Druck, verschiedene Kohlenwasserstoffe, den Chlorwasserstoff, der bei einem Druck von 40 Atmosphären, die Schwefelsäure, die erst bei — 35° fest wird und schon bei 40° zu verdampfen beginnt, den Fluorwasserstoff, der nur bei — 20° wieder zur Flüssigkeit condensirt werden kann, bei + 19° C. siedet, den Schwefel, dessen Schmelzpunkt bei 111° gelegen ist, auch vielleicht noch für das Chlornatrium gelten, das in der Rothgluth schmilzt und erst bei höherer Temperatur verdampft und gewiss noch für manche andere Verbindungen. Aber auch das Wasser spielt darin eine hervorragende Rolle und verleiht diesen Massen die Beschaffenheit, die man als einen hydrothermalen Schmelzfluss bezeichnet hat. Hier ist zunächst das Wasser gemeint, das in einer besonderen Art inniger Bindung in diesen Massen vorhanden ist; dazu kommt noch die Einwirkung des von der Erdoberfläche, dem Meere aus, dem aufdringenden flüssigen Magma sich zugesellenden, bei der Berührung mit diesem heftig zu Dampf verwandelten Wassers hinzu[2]).

Mit dem Wiedereintreten der Leichtflüssigkeit werden die in der Medianzone mehr oder weniger festumschlossenen Gase entfesselt. Mit der der hohen Tem-

[1]) Z. B. Hopkins, Thomson, Mallet u. a.

[2]) Einen ähnlichen Zustand hydrothermalen (vielleicht besser hydato-dialytischen) Schmelzflusses nimmt auch P. Scrope für die Laven der Vulkane an. Vulcanoes. Cap. VII. 4

peratur entsprechenden gewaltigen Tension treten sie dann äusserst heftig in Wirksamkeit.

Nur so lange vermögen die Processe der vulkanischen Thätigkeit zu dauern, als die Aufhebung des Druckes an irgend einer Stelle der Medianzone anhält. Wird aber unter der Einwirkung der Gravitation die ungleiche Wirkung der Spannung in Folge des tangentialen Druckes, der aus der Contraction entstand, wieder ausgeglichen, und wir haben gesehen, dass die Erdfeste dauernd in ihren Theilen nicht selbsttragend zu verharren vermag (pag. 289), so hört damit auch der flüssige Zustand in der Medianzone auf und sie geht in den viscosen oder festen, aber jedenfalls fast unbeweglichen Zustand zurück.

Zu im Grossen und Ganzen ähnlichen, wenn auch im Einzelnen abweichenden Annahmen über den Zustand des Erdinneren sind auch andere Geologen gekommen. Ihren Schlüssen lagen allerdings z. Th. auch andere Prämissen zu Grunde.

Am nächsten stehen den im Vorhergehenden entwickelten Ansichten diejenigen von POULLET SCROPE, unter den Erforschern der Vulkane einem der verdienstvollsten.[1]) Er nimmt an, dass in einer gewissen Tiefe ganze Zonen oder Theile der Erdfeste in einem dem Schmelzpunkte sehr nahen Zustande sich befinden, so dass nur eine geringe Zunahme der Temperatur, Abnahme des Druckes oder beides zugleich den leichtflüssigen Zustand dieser Schichten herbeizuführen vermöge. Die Zunahme der Temperatur, nimmt SCROPE an, könne dadurch erfolgen, dass mächtige Sedimente sich über gewissen Stellen der Rinde ablagern. Allerdings würde dadurch auch der Druck vermehrt, der ein Flüssigwerden wieder verhindern könnte. Dagegen vermöge durch Aufheben des Druckes ein Zurückgehen in den flüssigen Zustand da stattzufinden, wo die aufliegenden festen Gesteinsmassen zerspalten und gehoben würden *(fissured and uplifted)*.

O. FISHER[2]) nimmt nur die letztere Möglichkeit an, indem er ausführt, dass dort, wo in Folge der Contraction eine Zone von Gesteinsschichten in Falten gepresst werde, die unterliegenden Schichten den Druck jener nicht mehr auszuhalten haben und daher, wenn sie nur in Folge des Druckes im festen Zustande verharrten, wieder flüssig werden müssten.

Auch der amerikanische Geologe STERRY HUNT[3]) nimmt eine feste Rinde und einen festen Kern der Erde an: die erstere bestehe grösstentheils aus den krystallin. Schiefern und Sedimenten, der Kern sei wasserfrei und besitze eine sehr hohe Temperatur; zwischen beiden liege eine Zone, die aus Stoffen bestehe, die theils denen der äusseren Rinde, theils denen des Kernes entsprächen, in einer ziemlich, aber keineswegs excessiv hohen Temperatur, durchdrungen von Wasser, das zahlreiche gelöste Substanzen enthalte. Diese Zone befinde sich demnach in einem Zustande, für den auch er den Ausdruck »hydrothermale Schmelzung« annimmt. Die erhöhte Thätigkeit vulkanischer oder metamorphischer Aeusserungen, die aus dieser Zone entspringen, leitet er wie SCROPE und nach diesem auch BABBAGE aus der Steigerung der Temperatur durch oberflächlich sich auflagernde Sedimente ab.

Auch HOPKINS, dessen Ansichten schon im Vorhergehenden erwähnt wurden, nimmt an, dass in der festen Rinde noch einzelne Stellen in einem dem Schmelz-

[1]) Volcanoes. pag. 265—75.

[2]) Transact. Cambridge Phil. Soc. XI.

[3]) Sillim. Journ. II. Ser. XXXVII. p. 255, XXXVIII. p. 182, III. Ser. V. p. 264.

fluss nahen oder ganz flüssigen Zustande übrig geblieben seien. Das ist schon die alte, von LEIBNITZ in seiner »Protogaea« aufgestellte Ansicht. Auch von CONSTANT PREVOST[1]), einem der Begründer unserer heutigen Ansichten über die aus der Contraction der erkaltenden Erde herzuleitenden gebirgsbildenden Kräfte und ebenso von FAYE[2]), dem bekannten pariser Astronomen wurde die Ansicht geltend gemacht, dass der grösste Theil des Erdinneren aus festen Massen bestehe, dass aber zwischen diesem Kerne und der äusseren festen Schaale noch eine feurigflüssige Zone übrig sei.

Nun haben freilich alle im Vorhergehenden entwickelten und angeführten Beweise und Betrachtungen doch keine weitere Bedeutung, als die hypothetischer Speculationen. Aber auch abgesehen von dem Interesse, das sie bieten, kann ihnen doch auch eine werthvolle Seite insofern nicht abgesprochen werden, als sie ein Glied sind in der Kette von Beweisen, die nach und nach für die KANT-LAPLACE'sche Theorie sich zusammenfügen.

Der inductive Weg in der Entwicklung und Erkenntniss eines Naturgesetzes der mit der Hypothese beginnt und nach und nach alle Erscheinungen und Beobachtungen mit dieser in Einklang zu bringen sucht, ist zwar schwierig und seine einzelnen Stadien dunkel und unsicher, aber für die Wissenschaft hat er seine unbestreitbare Bedeutung. Die grössten Entdeckungen sind doch vielleicht nur auf diesem Wege gemacht worden.

Fassen wir aber in wenigen kurzen Sätzen das Resultat der ganzen vorhergehenden Betrachtung über die Temperatur, die Dichte und die hypothetische Beschaffenheit des Erdinneren zusammen, so ergiebt sich:

1. Das Innere der Erde enthält eine intensive Wärmequelle als Rest eines früheren heissflüssigen Zustandes.
2. Die Dichte der Erde lässt eine zonenweise Zunahme derselben nach dem Inneren, also die Folge immer schwererer Schichten in der Erdfeste voraussetzen. Auch das ist die Folge einer nur im schmelzflüssigen Zustande möglichen Anordnung.
3. Die Erde ist demnach ein erkaltender Körper und in Folge dessen ein sich contrahirender Körper.
4. Die Erde ist grösstentheils fest, d. i. erstarrt. Zwischen der festen äusseren Rinde und einem festen Kerne liegt eine zuletzt erstarrte oder vielleicht noch in dem viscosen Zustande befindliche Medianzone.
5. Diese Medianzone befindet sich jedenfalls in einem über ihren Schmelzpunkt um ein Bedeutendes überhitzten Zustande. Durch Aufheben des auflastenden Druckes kann sie stellenweise in den leichtflüssigen Zustand zurückgeführt werden. Das Emportreten flüssiger Laven ist kein Beweis für das Vorhandensein eines flüssigen Erdinneren, das astronomisch und physikalisch unwahrscheinlich ist.

Literatur: die Specialwerke sind im Text citirt, hier nur allgemeinere: BISCHOF, G., Die Wärmelehre des Innern unseres Erdkörpers. Leipzig 1837. STUDER, B., Lehrbuch der physik. Geographie und Geologie. Bern 1844. Bd. I. Cap. I. Bd. II. I. NAUMANN, Lehrbuch der

[1]) Quelques propositions relatives à l'état originaire et actuel de la masse terrestre etc. Comptes rendus. XXXI. 1850.

[2]) In seinen Leçons de cosmographie. Paris 1854. II. Edit.

Geognosie. Bd. I. Cap. 1—3. Leipzig 1858. PFAFF, F., Allgem. Geologie. Leipzig 1873. Cap. 1—3, und Grundriss der Geologie. Leipzig 1876. Cap. 1. VOGT, CARL, Lehrbuch der Geologie. IV. Aufl. Braunschweig 1876. Bd. I. Cap. I. GREEN, A. H., Geology Part. I. Physical Geology. London 1876. Cap. XI. PESCHEL-LEIPOLDT, Physische Erdkunde. Leipzig 1879. I. Th. Cap. I—III. u. VI. LAPPARENT, A. de, Traité de Géologie. Paris 1881. p. 366 ff.

Die Erdbeben

von

Prof. Dr. **A. von Lasaulx.**

I. Historisches.

Wer einmal eine einigermaassen intensive Erderschütterung gefühlt hat, dem wird das Unheimliche des Eindruckes unvergesslich bleiben, den diese Naturerscheinung auf den Beobachter ausübt. Darum ist dieselbe aber so unheimlich und drohend, weil das in's Wanken geräth, was man als den Ausdruck des ewig festen, unbeweglichen anzunehmen gewöhnt ist, der Boden der uns trägt, die Erdfeste. Der Mensch sieht sich einer plötzlichen, von keiner anderen äusseren auffallenden Erscheinung begleiteten Kraftwirkung gegenüber, welche, wie die Bibel sagt, die Berge hüpfen macht, wie die Widder und die Hügel, wie junge Lämmer.

Wie ungewiss das Gefühl des Ursprunges dieser heftigen Bewegung der Erdrinde ist, das spricht der Psalmist in den Worten aus: »Vor dem Antlitze des Herrn erbebt die Erde.« Die kindliche Anschauung der Naturvölker sieht daher von den ältesten Zeiten an in den Erdbeben Aeusserungen des Zornes ihrer Gottheiten. Die Erdbeben sind veranlasst durch das unmittelbare zürnende Eingreifen eines Wesens, das den Schicksalen des Menschen gegenüber eine feindliche, bösartige Stellung einnimmt. Die Chinesen bringen bei Erdbeben den Dämonen grosse Opfer, um deren Zorn zu besänftigen.

Kaum eine andere Naturerscheinung ist bezüglich ihrer Ursache schon im Alterthum und bis auf unsere Tage so vielfachen Deutungen und Speculationen unterworfen gewesen, als die Erdbeben.

Ein grosser Theil der Ansichten, wie sie uns im Alterthum über dieses Phänomen entgegentreten, hat keinerlei vernünftige Grundlage und ist nicht der Erwähnung werth. Wenn das wellenförmige Fortschreiten der Erdbeben an thierische Bewegungen erinnert, so nahmen darum z. B. manche Völker, so noch heute die Japanesen an, dass eine Schlange, eine Schildkröte, ein Wallfisch unter dem Boden durchgekrochen und die Bewegung verursacht habe.

Aber einzelne der von den Philosophen des Alterthums über die Genesis der Erderschütterungen ausgesprochenen Ansichten lassen doch schon, wenn auch nur eine dunkle Vorahnung heutiger und richtiger Hypothesen erkennen.

Nur vereinzelt suchte man die Ursache der Erdbeben ausserhalb der Erde selbst, also in dem Einflusse gewisser Gestirne. Jedoch war diese Annahme bei den Babyloniern herrschend. Allerdings blieb die Art, wie die Gestirne einwirken sollten, vollkommen unerklärt.[1])

Auch in den Ansichten über die Entstehung der Erdbeben lassen sich im Alterthume schon neptunistische und vulkanische Theorien unterscheiden. Die

[1]) LERSCH, B. M., die Ursachen der Erdbeben. Köln 1879. pag. 5.

meisten derselben finden wir in den naturphilosophischen Schriften von Aristoteles und Seneca angeführt.

Die in ägyptischen Schulen erzogenen Philosophen, Thales vor allen, hatten rein neptunistische Ansichten. Die Erde schwebe als eine Scheibe auf dem Wasser und die bewegten Wellen des letzteren setzen auch die Erdscholle in Bewegung.

Andere, so z. B. Anaximenes und Anaxagoras hatten schon eine gewisse Einsturztheorie entwickelt. Die Erde, wenn sie durch lange Regen aufgeweicht worden und dann durch anhaltende Trockenheit Risse bekommen habe, werde bröcklich und stürze in einzelnen Theilen zusammen; hierdurch werde sie erschüttert. Die Vorgänge dieser Einstürze werden eines Näheren erörtert und auch schon der Versuch gemacht, einzelne Erscheinungen zu erklären. Hohlräume, die zum Theil durch Feuer erzeugt seien, gelten als erste Veranlassung zum Einsturze. Nothwendig sei dann schon im Momente des Losreissens der einstürzenden Masse eine Erschütterung die Folge; wenn dieselbe auf dem Boden des Hohlraumes ankomme, könne sie wie ein zur Erde geworfener Ball mehrere Mal auf und nieder springen; so entständen die so oft bei Erdbeben beobachteten schnell sich folgenden Stösse.

Eine genauere Unterscheidung der verschiedenen Arten der Bewegung machte auch schon Pausanias. Die wellenförmige Bewegung wird von dem zerstörenden Stoss, der vorzüglich den Einsturz von Gebäuden bewirkt, getrennt.

Andere Philosophen, so z. B. auch Aristoteles dachten sich vorzüglich comprimirte, in unterirdischen Höhlungen eingeschlossene Luft oder Dämpfe als die Ursache der Erderschütterungen. Höhlenreiche Länder (Hellespont, Achaja, Euböa, Sicilien) seien den Erdbeben am meisten ausgesetzt, weil der Wind in die Erdhöhlen eindringe und dort, eingepresst und in Bewegung gebracht, Kraft genug besitze, die Erde zu erschüttern oder die Erddecke auseinander zu treiben. Ueber die Art, wie die Luft oder die Dämpfe in Bewegung gerathen, wurden z. Th. die absonderlichsten Ansichten ausgesprochen. Meist spielte dabei das vulkanische Feuer eine Rolle und solche Hypothesen hielten gewissermaassen die Mitte zwischen den neptunistischen und rein vulkanischen Theorien. Die Wirkung des Feuers auf die Ausdehnung des Wasserdampfes war ja bekannt.

Bei allen Philosophen, die nach der Schule des Heraklit im Feuer den Urstoff und die Grundursache aller Dinge sahen, galten auch die Erdbeben ausschliesslich als vulkanische Erscheinungen. Strabo hebt die Thatsache ganz besonders hervor, dass in Süd-Italien die Erdbeben häufiger und heftiger seien zu den Zeiten, wo der Aetna seinen Feuerschlund schliesse, dass sie aber seltener einträten, wenn der Aetna und die liparischen Inseln Feuer speien.

Auch in den h. Schriften treten einzelne Schilderungen von Erdbeben, so z. B. bei dem Propheten Amos des Erdbebens zur Zeit des Königs Usias, uns mit Ausdrücken entgegen, die eine vulkanische Auffassung verrathen, wie sie zudem in Klein-Asien ganz natürlich war. Mit den Bildern, die uns lebendig das Schwanken des Bodens darstellen: die Erde schwankt wie ein Trunkener und wie eine vom Winde bewegte Hängematte, vereinigt sich die Erwähnung hervorbrechender Feuerflammen, welche den tiefen Abgrund erfassen und das Land verzehren.

Nur einmal und zwar von Plinius wird auch das Erdbeben mit dem Gewitter verglichen. Wie sich in den Wolken Donner und Blitz erzeuge, so entstehe auch

in der Erde ein Blitz, der sich unter Erschütterungen der Erdrinde und indem er sie zerreisse, einen Ausweg suche.

Durch das ganze Mittetalter hindurch hat sich vornehmlich die aristotelische Anschauung von den in Höhlen gespannten Dämpfen mit geringen Abänderungen erhalten und selbst bis in unsere Zeit hinein noch Anhänger gefunden, wenn auch in der veränderten Auffassung, dass die Erderschütterungen die Folge unterirdischer Explosionen gespannter Gase oder Dämpfe seien.

Gerade bei den Erdbeben spiegelt sich das Geheimnissvolle ihres Ursprunges auch in unseren Tagen noch in den seltsamsten und phantastischsten Erklärungen wieder.

Noch zu Ende des vorigen und zu Anfang dieses Jahrhunderts fand der Gedanke allen Ernstes mehrfach Ausdruck, dass die Erdbeben, wie es wohl nur eines bildlichen Vergleiches wegen von Plinius ausgesprochen wurde, unterirdische Gewitter seien oder wenigstens mit galvanischen oder elektrischen Processen im Inneren der Erde im Zusammenhang ständen.

Entweder glaubte man, dass sich die Erdelektricität an gewissen Stellen der Erde zu ganz bedeutender Spannung anhäufe und gegen die Elektricität der Atmosphäre, also z. B. gegen eine Wolke von entgegengesetzter Elektricität, ausgleiche. Oder man nahm galvanische, im Inneren der Erde entstehende Strömungen an, indem man die Erdrinde mit ihren verschiedenen übereinandergelagerten Schichten gewissermaassen als eine riesige galvanische Säule ansah, in der die Schichten die einzelnen Elemente darstellten. Noch im Jahre 1855 stellte Hoffr eine solche Gewitterhypothese für die Erdbeben auf.

Da alle diese Theorien eine mehr oder weniger grosse Anhäufung einer bestimmten Elektricität an gewissen Punkten der Erdrinde voraussetzen, so war denn der Schritt auch kein allzugrosser, an die Ableitung dieser gefährlichen Ansammlungen zu denken. So wurden von ganz besonders speculativen Erdbebenforschern auch Vorschläge zu Paratremblements de terre gemacht, den Paratonnères im Princip ziemlich ähnlich, entweder gewaltige in den Boden einzulassende Metallplatten, die mit vielen Spitzen die Elektricität gegen die Atmosphäre ausstrahlten oder auch, wie es Windeborg meinte, grosse pyramidale Bauten mit spitzer Endigung[1]).

Eine gewisse Wechselbeziehung zwischen Erdbeben und elektrischen Spannungen in der Luft d. i. in den Gewittern, wie sie auch Humboldt für möglich hielt, hängt wohl nur mit der Deutung einer etwas trügerischen Statistik über die Vertheilung der Erdbeben nach den Jahreszeiten zusammen. Es soll keineswegs bestritten werden, dass die Unterschiede in klimatischen und barometrischen Verhältnissen unter gewissen Umständen bei dem Eintreten von Erderschütterungen betheiligt sein können. Es ist dieses aber immer nur in untergeordneter, begleitender, nie in ausschliesslich ursachlicher Weise der Fall.

Eine Theorie, die eigentlich zuerst auf den Boden exacter Beobachtung sich stellte, war die alte Einsturztheorie. Scheuchzer, ein schweizer Naturforscher, bekannt durch das von ihm als das Skelett eines Riesenmenschen beschriebene Skelett eines Sauriers aus den lithographischen Schiefern von Oeningen, des sogen. *Andrias Scheuchzeri*, aber sonst doch ein für seine Zeit trefflicher Beobachter und besonders genauer Kenner seines engeren Vaterlandes, der Schweiz, war

[1]) Vergl. hierüber u. a. seltsame Erdbebentheorien: Lersch l. c. und auch Naumann, Geognosie I. pag. 272—74.

wohl der erste, der nach ANAXAGORAS es wieder aussprach (1718), dass durch den Zusammensturz unterirdischer Höhlungen oder auch durch den oberflächlichen Einsturz von Bergwänden Erdbeben entstehen können. Er hatte gerade in der Schweiz vielfach Gelegenheit Erscheinungen zu beobachten, welche für die Richtigkeit seiner Annahme sprachen. Bergstürze brachten ungeheure Felsmassen zu Fall, begruben ganze Ortschaften und weithin fühlte man das Beben, dass sie verursacht hatten. Ueberall fand er Höhlungen in dem Gebirge und so erschien der Schluss auf die durch den Zusammenbruch derselben bewirkten Erschütterungen naheliegend.

Aber eine andere Frage war es doch, ob diese für gewisse Erdbeben der Schweiz durchaus zutreffende Erklärung auf alle oder wenigstens auf viele Erdbeben in anderen Gegenden sich verallgemeinern lasse. In der That sprachen spätere Forscher diese Ansicht allgemeiner aus. BOUSSINGGAULT schrieb dem Einsinken einzelner Gebirgstheile unbedenklich alle grösseren Erderschütterungen zu und ebenso war NECKER der Meinung, dass durch den Einbruch der Decke von Höhlungen, die durch Auswaschung entstanden seien, die meisten Erdbeben verursacht würden. Ganz besonders bezeichnete er als solche Einsturzbeben die Erdbeben von Jamaika 1692, das Erdbeben von Calabrien 1783, das im Mississippi Thale 1812, das in Cutsch 1819 und das von Murcia 1829.

In neuester Zeit hat VOLGER eine der Theorie NECKERS ganz ähnliche aufgestellt. Auch er nimmt als Ausgang wiederum die Erdbeben der Schweiz[1]. Die Auswaschung und Auflösung leicht löslicher Schichten z. B. der Gypsgesteine durch die unterirdischen Wasserläufe, die z. Th. allerdings in grossartigem Maassstabe erfolgt, bringt mit Wasser gefüllte Hohlräume hervor, die endlich plötzlich zusammenbrechen und die Erschütterungen hervorrufen. In der That ist das eine auch durch die Lagerungsverhältnisse mancher Gypsformationen auf das Unzweideutigste sich aussprechende Thatsache, dass die auf Gypslagern ruhenden Schichtensysteme z. B. Buntsandstein und Zechstein ganz besonders auffallende Störungen ihrer Lage zeigen, die nur dadurch erklärt werden können, dass ein Nachsinken und Zusammenbrechen der aufliegenden Schichten stattfindet, je nachdem die Wasser den unterliegenden Gyps lösen und fortführen. Wir werden sehen, dass auch die neuesten Erdbebenforschungen allerdings die Möglichkeit und Wahrscheinlichkeit vieler Einsturzbeben durchaus ergeben haben, wenngleich denselben immer nur eine beschränktere Ausdehnung zugesprochen werden kann.

Die vulkanischen Theorien nahmen auch in der neueren Zeit die Wirkung hochgespannter Gase und Dämpfe, oder die plötzliche massenhafte Entwicklung solcher Dämpfe, vorzüglich Wasserdämpfe, als Ursache der Erderschütterungen an. Aus der unmittelbaren Beobachtung der Beben, wie sie in Begleitung vulkanischer Eruptionen auftreten, ergab sich zunächst als unzweifelhaft, dass es in diesem Sinne vulkanische Erdbeben gebe. Die an den Vulkanen auftretenden explosiven Erscheinungen sind immer mit dem Ausströmen mächtiger Dampfmassen verbunden. Wer auf dem Kegel eines Vulkanes stehend, während einer Eruption einmal gefühlt hat, wie das Erzittern des Berges, wie der Pulsschlag rhythmisch erfolgt, genau in derselben Taktfolge mit dem Hervorbrechen der Dampfwolken aus dem Kraterschlote, für den ist die Zulässigkeit des Schlusses nicht zweifelhaft, dass diese Dämpfe mit ihrer mächtigen Tension die Ursache von Erschütterungen auch über weitere Zonen hin werden können.

[1]) VOLGER, Erdbeben der Schweiz. 1855. 3. Bde.

Aber auch bei dieser Theorie bleibt doch die angenommene Ursache für viele Erdbeben weit hinter der Grossartigkeit der Aeusserung zurück. War diese in einigen Fällen, so z. B. bei dem Erdbeben von Lissabon eine über grössere Theile des Planeten, fast über eine Hemisphäre sich ausbreitende, so konnte jene Erklärung, auch wenn man die Wirkungen eines Vulkans ins Riesengrosse sich gesteigert denkt, doch nicht als ausreichend gelten. Man musste bei solchen, grosse Theile der Erde erfassenden Wirkungen, auch an planetarische Ursachen in dem Sinne denken, dass ihr Sitz nicht durch vereinzelte, von einander unabhängige locale Einflüsse bedingt war.

Das hatte für die vulkanischen Theorien über die Genesis der Erdbeben zur Folge, dass man auf das alte Centralfeuer des PYTHAGORAS, auf den Andrang und Anprall des feurig-flüssigen Inneren der Erde gegen eine äussere, verhältnissmässig schwache Rinde zurückgriff.

An und für sich hätten solche Bewegungen nichts Unmögliches, so lange eben die Grundlage derselben Gültigkeit behalten darf, dass ein flüssiges und noch dazu in gewissen Grenzen leicht bewegliches Erdinnere von einer verhältnissmässig dünnen festen Rinde umschlossen sei und selbständig gegen diese zu reagiren vermöge.

Sah man auch hier wieder die eigentlich erregende Ursache in äusserst heftig explosiv wirkenden Dampfentwickelungen, wie sie durch das Eintreten von Wasser von der Oberfläche aus bis zu dem flüssigen Kern eingeleitet werden sollten, oder sah man sie in gewaltsamen Gasausscheidungen längs der der fortdauernden Erkaltung unterworfenen Grenzzone zwischen flüssigem Kerne und fester Rinde, in beiden Fällen wurde gewissermaassen die planetarische, kosmische Bedeutung der Ursache zu einer local und nur partiell auftretenden herabgedrückt und die Zulässigkeit derselben wiederum eingeschränkt.

Die kosmische Bedeutung in der Annahme des flüssigen, gegen die Erdrinde reagirenden Kernes als Ursache der Erdbeben hat nur eine Hypothese in ganzer Grossartigkeit gewahrt und es kann nicht bestritten werden, dass gerade diese kosmische Bedeutung der Theorie etwas Verlockendes gewährt. Es ist das die zuerst von ALEXIS PERREY in Dijon und neuerdings von R. FALB eifrigst verfochtene Theorie, wonach die Bewegungen des Erdkernes veranlasst werden sollen durch die Einwirkung von Sonne und Mond, die durch die verschiedenen Möglichkeiten ihrer Constellation und die dadurch bedingten wechselnden Combinationen anziehender Kräfte auch am flüssigen Erdkerne Ebbe- und Fluth-erscheinungen erzeugen sollen, wie sie es an den Meeren thun.

Diese und die anderen Theorien, die einen flüssigen und leichtbeweglichen Erdkern voraussetzen, fallen natürlich von selbst zusammen, wenn die Voraussetzung sich als unhaltbar ergeben sollte, dass die Erde im Inneren die verlangte Beschaffenheit besitze; sie verlieren alle Wahrscheinlichkeit, wenn es im Gegentheile sich plausibel machen lässt, dass die Erdrinde jedenfalls nicht die geringe Dicke besitze, die jene Theorie verlangt. Darüber vergleiche man Dasjenige, was im Artikel »Erdball u.s.w.« über die Beschaffenheit des Erdinneren entwickelt wurde.

Aber auch das scheinbare Zusammenfallen häufigerer Erschütterungen mit den nach dieser Theorie günstigen Constellationen von Sonne und Mond ist z. Th. anders zu erklären, z. Th. nur ein trügerisches. Jedenfalls hat es nie die Bedeutung eines fundamental ursachlichen Zusammenhanges, wohl aber bleibt die Möglichkeit vorhanden, dass auch bei einer ganz festen Erde, Einwirkungen jener Art partielle Mitwirkung ausüben.

So gingen denn auch viele Erdbebenforscher schon vor längerer Zeit bei der Erklärung des Phänomens von Annahmen aus, die direkt mit der jetzigen Beschaffenheit des Erdinneren nicht in Zusammenhang stehen. Die Entwickelung dieser Theorien fand zunächst in den Ansichten ihren Ausgang und ihre Grundlage, die sich über die Entstehung der Gebirge Bahn brachen.

Schon die von BOUSSINGAULT ausgesprochenen Ansichten zielten im Wesentlichen darauf hin, denn die Ursache der Erdbeben hing auch nach ihm schon mit dem Zusammensetzen und Einsinken der gegeneinander aufgerichteten Theile der Gebirgsketten zusammen. Aber eine bestimmtere Gestalt nahmen auch die Erdbebentheorien erst dann an, als man mehr und mehr sich den zuerst von C. PREVOST im Anfange des 3. Jahrzehntes unseres Jahrhunderts ausgesprochenen Ansichten zuwandte, dass die hebende Kraft in den Gebirgen nicht eine radial von unten nach oben gerichtete sei, sondern eine tangentiale, seitliche, hervorgehend aus der mit der fortschreitenden Erkaltung des Erdsphäroides nothwendig folgenden Contraction desselben. In der Erkaltung des Planeten und in den Wirkungen derselben ist, wie dieses sehr richtig auch MALLET als durchaus von hervorragender Bedeutung betont, eine kosmische Kraft gefunden, die in allen Fällen der Grossartigkeit der Erscheinungen sich anpasst und deren Wirksamkeit vor Allem in den sicher bekannten festen, peripherischen Theilen des Planeten sich äussert.

Die Verschiebungen der Erdrinde, die Bildung der Gebirgsfaltungen und alle damit zusammenhängenden Erscheinungen sind darnach als die nächsten Ursachen der Erderschütterungen anzusehen. DANA war wohl der erste, der diese Ansicht eines Weiteren erläutert und durchgeführt hat, mehr und mehr häufen sich durch alle neueren Erdbebenuntersuchungen die Beweise, dass in der That ein grosser Theil der Erschütterungen in einem durchaus nachweisbaren Causalzusammenhang mit der Gebirgsbildung stehe. Und so haben die meisten heutigen Geologen auch dieser Theorie zugestimmt oder selbst zu ihrer Begründung und mehr und mehr ins Einzelne gehenden Bestätigung Beiträge geliefert, wie dieses vornehmlich in den zahlreichen Arbeiten von MALLET, VON SEEBACH, VON LASAULX, SUESS, CREDNER, HÖFER, BITTNER, HOERNES, TOULA u. A. geschehen ist. Im Folgenden werden diese Arbeiten noch mehrfache Erwähnung finden und die Theorie selbst auf Grund derselben eingehend dargelegt werden.

II. Beschreibung der Erscheinungen bei Erdbeben.

1. Theoretischer Theil.

Unter Erdbeben in der allgemeinen Bedeutung des Wortes versteht man schwingende Bewegungen einzelner Theile der festen Erdmasse, deren Ursache, in der Erde selbst liegend, direkter Wahrnehmung durch unsere Sinne sich entzieht. Erschütterungen von ganz ähnlicher Form, deren Ursache wir unmittelbar zu erkennen vermögen, bieten zwar z. Th. vollkommene Analogien zu jenen schwingenden Bewegungen, gehören aber doch nicht zu den eigentlichen Erdbeben. Das Niederfallen eines schweren Dampfhammers, die heftige Explosion eines Dampfkessels, das Vorüberfahren eines schweren Eisenbahnzuges bringen schwingende Bewegungen des Erdbodens und der Gebäude hervor und können daher mit Erdbeben verwechselt werden, wenn jene Ursache uns verborgen bleibt. Noch mehr stimmen solche Erschütterungen mit einem Erdbeben überein, die durch den Zusammenbruch unterirdischer, durch den Bergbau ge-

schaffener Hohlräume, das sogen. Zusammengehen abgebauter Felder oder Glocken bewirkt werden, oder durch Felsstürze und Hereinbrechen von Bergwänden an der Erdoberfläche entstehen. Für die Art und die Verbreitungsweise der Bewegung ist die Vergleichung der Erdbeben mit solchen Erscheinungen von grosser Wichtigkeit.

Hierbei ergiebt sich von vornherein, dass die Art der Bewegung und die Fortpflanzung derselben in beiden Fällen als physikalisch gleich angenommen werden kann und dass auch die Stärke der Bewegung für irgend einen Ort in ganz bestimmter Beziehung steht zu der Stärke der erregenden Ursache und zu der Entfernung des Ortes von dem Sitze der Erregung.

Wir gehen zur theoretischen Erörterung der Bewegungserscheinungen am Besten von einem der genannten Vorgänge aus, die mit wirklichen Erdbeben die allergrösste Analogie darbieten, nämlich dem Zusammenbruch grösserer Gesteinsmassen in einem abgebauten Grubenfelde.

Wenn in einer Steinkohlengrube ein Kohlenflötz auf grössere Strecken hin abgebaut, d. h. die Kohle daraus entfernt und zu Tage gefördert worden ist, so werden die das Flötz ursprünglich einschliessenden Gesteinswände nur noch durch künstliche Stützen in ihrer Lage gehalten, die während des Abbaues vom Bergmann zur eigenen Sicherung eingestellt wurden. Hat das Flötz eine fast horizontale Lage und eine bedeutende Mächtigkeit, so ist es also vornehmlich die Decke oder das sogen. Hangende, das von dem eingebauten Holze getragen wird. Wird zuletzt ein solches Flötz als gänzlich ausgebaut verlassen, so wird das zu den Stützen verwendete Holz so weit als möglich noch entfernt, ausgeraubt und dann der entstandene Hohlraum dem Einsturze überlassen. In der Regel besitzt das Hangende soviel selbsttragende Kraft, dass das Zusammenbrechen desselben nur in einzelnen Theilen und allmählich erfolgt und hierdurch der leere Raum ausgefüllt wird. In anderen Fällen kann jedoch auch wohl eine grössere Decke dieser Art, eine Glocke, auf einmal zusammenbrechen und dann tritt eine heftige Erschütterung des ganzen über demselben liegenden Erdbodens ein, die sich auch auf grössere Entfernungen hin fühlbar macht.

Im Sommer des Jahres 1875 erfolgte ein solcher plötzlicher Einsturz der abgebauten Glocke des zur Königsgrube gehörigen Krugschachtes zu Königshütte in Ober-Schlesien. Die fast horizontal liegenden abgebauten Flötze besassen hier eine Gesammtmächtigkeit von über 4 Lachter. Ihr plötzlicher Einsturz verursachte eine mit heftiger Detonation verbundene Erschütterung, die in einem Umkreise von fast einer Stunde deutlich als Erbeben des Bodens und dumpfer Donner wahrgenommen wurde. Die Bewegung in der unmittelbaren Nähe des Schachtes war eine solche, dass einzelne Gegenstände vollkommen in die Höhe sprangen, wie ein Ball; in weiterer Entfernung in der Stadt schwankte der Boden, wie ein Kahn auf dem Wasser. Ein Maschinenkessel wurde aus seinen Mauerlagern emporgehoben und um sich selbst drehend verschoben. Ueberall war der Eindruck der Erscheinung ein solcher, dass man an ein heftiges Erdbeben glaubte.

Drei Arten der Bewegung treten uns hier von derselben Ursache ausgehend entgegen, die aufstossende, succussorische Bewegung, wellenförmige oder undulatorische und die drehende oder rotatorische, wie sie übereinstimmend auch bei Erdbeben beobachtet werden. Dass sie der gleichen Erregungsursache entstammen und dass sie sonach keinerlei genetische Verschiedenheiten bei Erdbeben andeuten, ist nach dem Vorhergehenden klar. Wie sie entstehen, ist ebenfalls aus dem Beispiele herzuleiten.

Die successorische Bewegung tritt vornehmlich in den Theilen des erschütterten Bodens ein, die unmittelbar über der erregenden Ursache gelegen sind: ihre Richtung fällt mit der des Stosses zusammen, den der Niedergang der Glocke bewirkte. Wir können sie gewissermaassen als direkte Stossäusserung bezeichnen. Nur soweit die eingestürzte Glocke im Untergrunde selbst sich erstreckt, soweit also in diesem Falle Einsturzgebiet vorliegt, vermögen solche Stossausserungen an die Oberfläche zu treten und werden als verticale Bewegung dort fühlbar sein.

Denken wir uns alle diese verticalen Stosslinien auf die Oberfläche der Erde gezogen, so geben sie in ihren Fusspunkten eine vollständige Projection der Fläche der eingestürzten Glocke. Das Bild des in dieser Weise umschriebenen successorisch erschütterten Gebietes spiegelt die Gestalt des Erregungsortes wieder.

Es wird aber die Erschütterung an der Erdoberfläche über die Grenzen dieses Gebietes um ein Bedeutendes hinaus gefühlt. Aber es können natürlich die Stösse nicht mehr als verticale an die Oberfläche treten, sondern nur als schiefe, um so mehr von der senkrechten Stellung abweichend, je weiter der Oberflächenpunkt ausserhalb der Zone des Einsturzgebietes liegt. In Königshütte wurde darum die Erschütterung als eine wellenförmige, wie die Schwankungen eines Kahnes empfunden. Aber immerhin sind die schräg austretenden Stösse als direkte Fortpflanzung vom Erregungsorte an die Oberfläche gekommen. In unserem Beispiele lag die erregende Stelle nicht tiefer als 200 Meter, daher der Austritt der Bewegung an die Oberfläche schon in 1 Kilometer Entfernung ein recht flacher sein musste. Dort, wo die Bewegung steil, also z. B. unter einer Neigung von 60—80° an die Oberfläche gelangt, wird sie noch successorisch erscheinen, weiter hin allmählich mehr den Charakter einer nur undulatorischen Bewegung annehmen.

Nun ist aber jeder an die Oberfläche gelangende Stoss auch der Ausgang zu einer von diesem seitlich d. i. horizontal auslaufenden Bewegung, die also auch in dem Theile undulatorisch verläuft, in welchem die direkten Stösse rein successorisch wirken. Und so setzt sich demnach die ganze Bewegung aus direkter, successorischer und indirekter, undulatorischer zusammen. In der mittleren Zone werden beide Arten der Bewegung recht wohl zu unterscheiden sein, je weiter wir von dieser uns entfernen, umsomehr werden die flach austretenden direkten und die horizontal verlaufenden indirekten Bewegungen sich zu einer einzigen vereinigen.

Wir können uns dieses auch in allgemeiner Form schematisch klar machen. Gehen wir von der einfachen Annahme aus, dass der Erregungsort ein Punkt sei, der in der Figur 4 bei C liege. Von diesem aus verläuft die Bewegung in der Verticalen CM an die als Ebene MM_1M_2 gedachte Erdoberfläche. CM ist dann die einzige wirklich vertical d. i. successorisch auftretende Bewegung. In dem Punkte M_1 in einer gewissen Entfernung von M, bildet die Stossrichtung mit der Erdoberfläche einen Winkel der kleiner ist als 90°, noch mehr weicht er in M_2, M_3 u. s. f. davon ab. Für einen in der

(Min. 50.) Fig. 4.

Unendlichkeit M_∞ gelegenen Ort würde der Stoss gar nicht mehr an die Oberfläche gelangen, d. i. ihr parallel verlaufen. Wenn wir den Winkel, den die Stossrichtung mit der Erdoberfläche bildet, als Emergenzwinkel bezeichnen, so können wir also sagen, der Emergenzwinkel wird um so kleiner, je weiter ein Punkt vom Erregungspunkte entfernt liegt, oder auch von M, dem Fusspunkte des aus dem Erregungspunkte errichteten Lothes, den wir auch als den Oberflächenmittelpunkt bezeichnen können. Eine rein undulatorische, d. i. horizontale Bewegung, kann also an keinem Punkte M_1, M_2 u. s. w. erfolgen. Dieselbe wirkt succussorisch bei grossem Emergenzwinkel, undulatorisch, wenn dieser Winkel klein ist. Aber überall setzt sich die Bewegung aus Componenten succussorischer und undulatorischer Wirkung zusammen.

Andererseits wird aber auch der Emergenzwinkel kleiner, wenn der Erregungspunkt weniger tief liegt, z. B. bei C, wie das aus der Figur ohne Weiteres hervorgeht. Jeder Punkt M, M_1, M_2 an der Oberfläche ist auch der Ausgang einer wirklich horizontal verlaufenden Bewegung, und in der gleichen Weise jeder Punkt zwischen C und M, z. B. m. Aber diese letztere Bewegung kommt für uns nicht in Betracht, da gewöhnlich nur die Bewegung an der Erdoberfläche wahrnehmbar wird.

So lassen sich denn für die Art der Bewegung einer Erderschütterung folgende Sätze aussprechen:

1. Die Bewegung eines Erdbebens besteht aus direkten Stosswirkungen und aus indirekten. Die direkten sind je nach der Lage des Beobachtungsortes zur Erregungsstelle mehr succussorisch oder mehr undulatorisch; die indirekten, oberflächlichen Bewegungen rein undulatorisch.

2. Die überwiegend succussorische Bewegung an einem Orte kennzeichnet dessen Lage als über der Erregungsstelle befindlich; das succussorisch erschütterte Gebiet ist das Abbild der Gestalt des Erregungsortes.

3. Die überwiegend undulatorische Bewegung an einem Orte lässt auf dessen grössere Entfernung von der Oberflächenmitte schliessen.

4. Die Grösse des Emergenzwinkels der Bewegung an einem Orte steht in umgekehrtem Verhältnisse zu der Entfernung von der Oberflächenmitte, in direktem Verhältnisse zn der Tiefe des Erregungsortes.

In allen diesen Fällen haben wir von der Intensität der bewegenden Ursache ganz abgesehen, dieselbe als für diese Betrachtungen gleich und constant vorausgesetzt. Wir werden darauf demnächst noch zurückkommen.

Bei zahlreichen Erdbeben sind die Wirkungen succussorischer und undulatorischer Bewegung in grosser Deutlichkeit gleichzeitig und getrennt wahrgenommen worden. Mehr oder minder klar finden wir Schilderungen dieser Bewegungen von den furchtbaren Erdstössen, welche am 1. Nov. 1755 die Zerstörung von Lissabon nach sich zogen. Die Bewegungen der Hauptstösse scheinen immer als wellenförmig und aufspringend zugleich empfunden worden zu sein. Für das Erdbeben von Süd-Calabrien 1783 führt Dolomieu an, die Bewegung desselben könne man sich nicht wohl besser vergegenwärtigen, als indem man kleine Würfel von zusammengeknetetem Sande nebeneinander auf eine Tischplatte lege und diese dann von unten vertical in die Höhe stosse und sie gleichzeitig horizontal hin- und her bewege.[1]) Bei dem Erdbeben von Jamaica, 7. Juni 1692 wurden Menschen vollkommen vertical hoch emporgeschleudert.

[1]) Hoffmann, Frid. Nachgelassene Schriften. Bd. II. 311.

Auch die undulatorische Bewegung ist oft schon bei schwächeren Erdstössen recht stark. Bei dem Erdbeben von Herzogenrath vom 24. Juni 1877 sah ein Beobachter durch ein schmales Fenster hindurch einen entfernt davor liegenden Fabrikschornstein rechts und links aus dem Gesichtsfelde herausschwanken.[1] Vielfach sind die Schwankungen der Bäume, ein vollständiges Hin- und Herneigen, wahrgenommen worden. In einzelnen Fällen steigerte sich die schaukelnde Bewegung des Bodens so, dass bei den Beobachtern die Erscheinungen der Seekrankheit eintraten.[2])

Eine ganz besonders auffallende, ebenfalls in dem vorher erörterten Beispiele angeführte, überhaupt wohl bei allen Erdbeben vorkommende Form der Bewegung ist die rotatorische, drehende oder wirbelnde. Während man früher annahm, dass dieser eine besondere Art der Erdbeben zu Grunde liege, wissen wir jetzt, dass dieses keineswegs der Fall ist, sondern dass dieselbe aus geradlinigen Stössen unter bestimmten Bedingungen hervorzugehen vermag.

Die einfache Art, wie sie entsteht, können wir leicht aus einem Versuche erkennen. Man lege ein cubisches Holzklötzchen, das an einer Stelle ausserhalb des Mittelpunktes seiner Grundfläche eine kleine kurze Nadelspitze trägt, auf einen festen Tisch und drücke die Spitze in das Holz desselben ein. Ein gegen die Tischplatte ganz geradlinig gerichteter Stoss wird die kleine Holzquader um den Fixirungspunkt drehend bewegen. Die Ursache liegt darin, dass dieser Fixirungspunkt nicht in der Schwerpunktsachse des Körpers liegt. Wenn wir die Nadelspitze genau im Durchschnittspunkte der Diagonalen der Grundfläche anbringen, würde unter sonst gleichen Bedingungen eine rotirende Bewegung nicht erfolgen.

Ueberall da also, wo unter ähnlichen Verhältnissen an der Erdoberfläche Körper so auf einer festen Unterlage ruhen, dass ihr Fixirungspunkt, oder auch die Stelle der grössten Reibung, die in gleichem Sinne wirkt, nicht mit dem Fusspunkte der aus dem Schwerpunkte gezogenen Normalen zusammenfällt, wird eine geradlinig verlaufende Stossrichtung rotatorische Bewegung der Körper hervorrufen. So war es z. B. bei dem oft angeführten Beispiele der vor dem Kloster des h. Bruno in der Stadt Stefano del Bosco stehenden vierseitigen Obelisken bei dem Erdbeben von Calabrien 1783 der Fall, wo die pyramidenförmigen Quadern gegen die feststehende Unterlage gedreht wurden. Zahlreiche Beispiele ähnlicher Art sind seitdem bei allen Erdbeben beobachtet worden. Eine ganz besonders starke Wirkung dieser Art beschreibt von Rath von dem Erdbeben von Belluno am 29. Juni 1873, welches überhaupt reich war an drehenden Bewegungen. Auf dem 70 Meter hohen Thurm des Domes von Belluno stand ein 5 Meter hoher geflügelter Engel aus Bronce. Der Engel hatte Stand gehalten, denn ein mächtiger verticaler Eisenstab verbindet die Bildsäule mit dem Thurmdach. Aber die Flügel waren herabgeworfen worden, statt ihrer zeigte der Engel nur die beiden seinen Schultern angehefteten 3 Meter langen Eisenstäbe, über welche mittelst langer Scheiden die Flügel geschoben waren. Der Engel war durch die von NO kommende Erschütterung so gewaltig um ca 20° um seine verticale Achse gedreht worden, dass die schweren Flügel von den etwas aufwärts gerichteten Stäben abgeschoben und hinuntergeschleudert wurden.[3])

---

[1]) v. Lasaulx, Erdbeben 24. Juni 1877. Bonn 1878, pag. 26.

[2]) Hoffmann l. c. p.

[3]) N. Jahrb. f. Min. 1873.

Aber es sind diese drehenden Bewegungen keineswegs nur bei Erdbeben von grosser Intensität, sondern auch bei schwächeren Beben möglich. Bei dem Erdbeben, das am 26. August 1878 die Rheinprovinz und eine weite Zone der umliegenden Länder erschütterte, sind die Wirkungen nirgendwo über den Einsturz von Schornsteinen hinausgegangen.

Die Façade des königl. Polytechnikums in Aachen war mit einer 3 Meter hohen Statue der Minerva, aus 3 Steinen gemeisselt, geschmückt, die in einer ausgestreckten Hand eine Lanze hielt. Durch das Erdbeben wurde die obere Hälfte der Figur gegen die untere so stark gedreht, dass ihr beide ausgestreckte Arme, der eine mit der Lanze, abbrachen und herunterfielen. Alle 3 Stücke, aus denen die Figur bestand, waren gegen einander drehend verschoben.

In gleicher Weise kann auch eine mit grossem Emergenzwinkel, also succussorisch auftretende Bewegung, wenn sie schräg gegen einen Körper trifft, dessen rotirende Ortsveränderung bewirken. Bei dem Erdbeben von Agram am 9. Nov. 1880 waren auf den Friedhöfen zahlreiche Verschiebungen an Grabsteinplatten zu sehen, die um 10—25° von N. nach W. gedreht erschienen, was durch einen aus Südwest kommenden, schräg von unten nach oben wirkenden Stoss erklärt werden konnte[1]).

Sonach ist auch die sogen. rotatorische Bewegung der Erdbeben keineswegs eine genetisch verschiedene, besondere Form der Erschütterung, sondern nur eine durch verschiedene Umstände herbeizuführende Aeusserung geradliniger, succussorischer oder undulatorischer Stösse. Auch schon F. Hoffmann hatte dieselbe lediglich als eine combinirte Wirkung sich kreuzender undulatorischer Bewegungen von verschiedener Richtung aufgefasst[1]).

Schon aus den vorhergehenden Betrachtungen ergiebt sich, dass wir alle Bewegung, wie sie in einem Erdbeben erscheint, nur als von einer Art ansehen können und dass lediglich die Richtung, mit der sie in unsere Wahrnehmung tritt, eine Verschiedenartigkeit bedingt. Wir können sie als eine Schwingungs-, eine Wellenbewegung auffassen; bei den succussorischen Stössen ist die Stellung des Beobachters zu den Wellenbergen eine andere, wie bei der undulatorischen Bewegung und darin liegt der einzige Unterschied. Aber von dem Erregungsorte geht alle Bewegung in gleicher Weise in das umgebende Medium hinaus.

So können wir denn, um weitere theoretische Grundlagen zur Erkenntniss der Verhältnisse bei Erdbeben zu gewinnen, auch die Erscheinungen einer anderen Wellenbewegung als Ausgang nehmen. Wir würden hierzu die Schwingungen eines Resonanzbodens, eines Trommelfelles unter dem Schlage eines Hämmerchens wählen können, aber der Verlauf der Wellen ist hier nicht unmittelbar zu sehen. Wohl aber ist dieses der Fall bei der Wellenbewegung eines Wasserbeckens, die an irgend einer Stelle erregt wird. Gerade das Bild eines in Kreisen bewegten Wasserspiegels giebt uns das beste Bild von der fortschreitenden Bewegung einer Erdbebenwelle. Hierbei macht es für die daraus herzuleitenden Erscheinungen bei dem Erdbeben keinen Unterschied, dass die Wasserwellen an sich anderer Art sind, als die im festen Erdboden sich fortpflanzenden; letztere sind sogen. stehende Schwingungen, während die Wasserwellen in der Physik als fortschreitende Wellen bezeichnet werden[3]); bei jenen gehen die schwingenden

[1]) Toula, Fr., Ueber den gegenwärtigen Stand der Erdbebenfrage. Wien 1881. pag. 9.

[2]) l. c. pag. 310.

[3]) Vergl. Pfaundler: Müller-Pouillet, Physik Bd. I. pag. 400.

Theilchen nur hin und her, während sie bei diesen in sich zurückkehrende Kreise oder Curven beschreiben.

Denken wir uns auf einem anfangs ruhigen Wasserspiegel eine Anzahl von Merkzeichen z. B. kleine Hollundermarkkügelchen schwimmend. Setzen wir dann den Wasserspiegel an irgend einem Punkt durch Hineinwerfen eines Steines in Bewegung. Wir sehen, wenn die erregte Welle unter einer der Marken durch geht, diese auf und ab tanzen, in vielfach sich folgenden, abnehmenden Schwingungen. Die von der Erregungsstelle weiter entfernt liegenden Marken werden zuletzt bewegt. Wenn wir mit dem Momente, wo wir durch den Stein die Wellen erregten, zu zählen beginnen, so können wir die Zeit in Zahlen ausdrücken, nach welcher die Bewegung die äussersten Marken erfasst; wir erkennen daraus die Geschwindigkeit, mit der die Wellenbewegung fortschreitet, die Fortpflanzungsgeschwindigkeit.

Aber ein Weiteres, das für die Entwickelung der Erdbebenverhältnisse noch wichtiger ist, ergiebt sich aus demselben Bilde. Denken wir uns den Punkt, in welchem die Wellenerregung stattfindet für uns unsichtbar, etwa mit einer Brücke überbaut, so würde uns doch die ganze Erscheinungsweise der Wellen und der durch sie bewegten Marken unmittelbar diesen unsichtbaren Ausgangspunkt finden lassen. Selbst wenn wir die Wellen nicht wahrnähmen, sondern nur die Bewegung der Hollunderkügelchen, würden die gleichzeitig bewegten uns gestatten, die Kreise zu construiren, deren Mittelpunkt die Stelle der Erregung gewesen. Wir werden aus der Schnelligkeit und Grösse der Bewegung sogar einen Schluss ziehen, auf die Intensität der erregenden Kraft.

Das alles wiederholt sich in ganz analoger Weise bei einem Erdbeben, wenn wir dabei zunächst nur die Oberflächenerscheinungen im Auge haben. Wir werden den Eintritt einer Erschütterung für verschiedene, von dem Mittelpunkte ungleich weit entfernte Orte zu verschiedenen Zeitmomenten erfolgen sehen, es ergiebt sich hieraus die Geschwindigkeit, mit der die Bewegung an der Oberfläche fortschreitet: die Oberflächengeschwindigkeit der Erdbebenwelle. Liegen bei einem Erdbeben von mehreren oder gar vielen Orten Beobachtungen über die Richtung vor, aus der die Bewegung gekommen, so ist der Durchschnittspunkt dieser natürlich der Oberflächenmittelpunkt. In gleicher Weise können wir diesen aber, wie in dem Bilde des Wasserspiegels, auch aus den gleichzeitig erschütterten Kreislinien, die man Homoseisten genannt hat, finden. Die zu derselben Zeit erschütterten Orte liegen unter der theoretischen Voraussetzung des Ausschlusses aller Verhältnisse, die andere sind wie bei dem Wasserspiegel, auf Kreisen, deren Mittelpunkt der Oberflächenmittelpunkt ist.

Greifen wir nun aber noch einmal auf das Bild von dem in Wellen bewegten Wasserspiegel zurück. Es ist leicht einzusehen, dass die Form der Wellenlinien nur dann eine kreisähnliche sein kann, wenn die Stelle der Erregung mehr oder weniger eine punkt- oder selbst kreisförmige gewesen ist. In solchem Falle können wir die Wellenbewegung als eine centrale bezeichnen.

Denken wir uns aber die Erregungsstelle als eine Linie, wie sie z. B. beim Wasserspiegel durch einen hineinfallenden Stock entstehen kann, der mit seiner ganzen Länge gleichzeitig die Wasserfläche trifft, so werden die erregten Wellen auch keine Kreisform mehr besitzen, sondern eine der Länge des Stockes entsprechend lang gezogene elliptische Gestalt erhalten. Wir können dann nicht mehr von einem Mittelpunkte reden, sondern haben eine Mittellinie, eine Achse der Wellenbewegung vor uns. Wir können diese Form der Wellenbewegung daher auch

als eine **axiale** bezeichnen. Ist die elliptische Gestalt eine sehr gestreckte, die eine Achse demnach eine sehr lange der zweiten Achse gegenüber, so hat ein solches Wellengebiet einen **linearen** Charakter.

Ganz in gleicher Weise ergeben nun auch bei den verschiedenen Erdbeben die Beobachtungen ein centrales oder ein axiales Verhalten. Weisen die Wahrnehmungen, die über ein erschüttertes Gebiet hin bezüglich der Richtungen gemacht werden, aus denen man an den einzelnen Orten die Bewegung kommen fühlte, alle oder doch in grosser Mehrzahl wie Radien eines Kreises auf einen Mittelpunkt hin oder führen wenigstens alle Richtungsstrahlen auf einen eng begrenzten District der Oberfläche, so können wir ein solches Erdbeben ein **centrales** nennen. Die gleichzeitig erschütterten Linien müssen sich dann, von Störungen im bewegten Medium, dem Erdboden selbst, abgesehen, der Kreisform nähern.

Ergiebt sich aber im Gegentheil, dass die Richtungsstrahlen auf eine Mittellinie führen oder dass die gleichzeitig erschütterten Linien auch nicht annähernd Kreise, sondern lang gestreckte elliptische Formen ergeben, so muss auch der Herd der Erregung einer solchen Erschütterung als ein lang gestreckter angenommen werden.

In beiden Fällen aber nehmen wir an, dass von dem erregenden Orte aus die Bewegung mit gleicher Kraft nach allen Seiten ausstrahle. Das ist nun nicht nothwendig der Fall. Denken wir uns den Stein oder Stock nicht frei in's Wasser fallend, so dass er vertical sich bewegt, sondern von der Seite gegen die Wasserfläche gestossen, so dass er dieselbe mit schiefer Incidenz trifft. Die stärkste Wellenbewegung wird dann in der Richtung des Stosses, d. h. vor dem erregenden Gegenstande stattfinden. Hinter demselben nur eine schwache, in gewissem Sinne als reflectorisch zu bezeichnende Wellenbildung. Es ist dann der erregende Ort nicht mehr Mittelpunkt oder Mittellinie des ganzen bewegten Gebietes, sondern die Ausdehnung und die Gestalt der erregten Wellen ist eine durchaus **einseitige** oder **laterale**. Wir können eine Stossseite und eine Schattenseite unterscheiden. Wir werden sehen, dass wir in diesem Sinne auch **laterale Erdbeben** unterscheiden müssen, bei denen nicht eine sichtbare Convergenz der Bewegungsstrahlen nach einem Punkte oder einer Linie, sondern der fast parallele Verlauf der Richtungen der Bewegung über ein ganzes erschüttertes Gebiet hin sich aus der Beobachtung ergiebt.

Wenn nun auch insoweit die Oberflächenerscheinungen oder mit anderem Worte bezeichnet, die **Propagationsform** der Erdbeben sich sehr wohl mit den Wellen eines Wasserspiegels vergleichen lassen, so besteht doch zwischen beiden ein wesentlicher Unterschied.

Bei dem Wasser lag unserer Annahme nach die erregende Ursache im Oberflächenmittelpunkte selbst, dort, wo der fallende Körper das Wasser trifft. Bei den Erdbeben ist dieses keineswegs der Fall. Hier liegt der Erregungsort in der Tiefe, im Inneren der Erdrinde, und wir kennen weder diese Tiefe noch die Gestalt und Ausdehnung des Erregungsortes.

So läuft denn auch die Bewegung nicht eigentlich horizontal über die Erdoberfläche hin, sondern mehr oder weniger schief tritt sie an die Oberfläche und trifft diese unter einem Winkel, den wir den **Emergenzwinkel** (pag. 303) genannt haben. Dass von diesem die Art, wie die Bewegung an der Oberfläche in die Wahrnehmung tritt, abhängt, haben wir im Vorhergehenden schon gesehen. Ist es möglich, an irgend einem Orte des erschütterten Gebietes diesen Emergenzwinkel zu bestimmen,

so wird dieser ohne Weiteres ergeben, in welcher Tiefe ungefähr der Erregungs-ort gelegen ist. Ob das Erdbeben sich in seiner Propagationsform als ein cen-trales, axiales oder laterales in dem vorher von uns entwickelten Sinne zu er-kennen giebt, das ist hierbei gleichgiltig. Denn mit der Bestimmung des Emer-genzwinkels ist ohne Weiteres auch das Azimuth der Bewegung d. i. die Richtung erkannt, aus der die Erschütterung aus der Tiefe an die Erdoberfläche gelangt.

Aus der Vergleichung der Azimuthe wird sich in gleicher Weise wie aus der Construction der bloss oberflächlichen Richtungsstrahlen ein Schluss auf die Ge-stalt und Ausdehnung des erregenden Ortes ziehen lassen.

R. Mallet gebührt das Verdienst, die Tiefe des erregenden Ortes auf diese Weise zuerst bestimmt zu haben. Er benutzte dazu die Wirkungen des neapo-tanischen Erdbebens vom 16. Dezember 1857, unter der Voraussetzung, dass das Erdbeben ein centrales gewesen. Von Rissen und Spalten, die an Gebäuden bewirkt wurden, ausgehend, zeigte er, wie die Ebene, welche durch gewisse Haupt-spalten gelegt werden kann, normal auf der Richtung der Wellenbewegung stehen muss d. h. also mit andern Worten, das Einreissen der Spalten erfolgt unter der Einwirkung der directen Bewegungsstrahlen, senkrechte Absonderungsflächen zu diesen hervorrufend. Werden die aus der genauen Bestimmung der Lage solcher Flächen erhaltenen Azimuthe von zwei oder mehreren Orten an der Erdoberfläche construirt und bis zu ihrem Durchschnitt verlängert, so ist der Schnittpunkt der gesuchte Erregungspunkt. Ein von diesem aus auf die Erdoberfläche errichtetes Loth ergiebt in seinem Fusspunkte den Oberflächenmittelpunkt. Der Abstand jedes Ortes an der Erdoberfläche von diesem ist der Axialabstand oder die Cen-tro-Distanz. Sind nun für einen oder mehrere Orte der Axialabstand und der Emergenzwinkel bekannt, so ist, die Erdoberfläche als Ebene gedacht,

$$h = D \cdot tang\, e$$

wo D die Centrodistanz, e der Emergenzwinkel und h die Tiefe des gesuchten Erregungspunktes oder wahren Erdbebencentrums ist.

Bei der Anwendung seiner Methode stellte sich auch bei Mallet in ge-überraschender Weise der wirklich centrale Charakter jenes Erdbebens heraus, denn von den 78 Orten, an denen er im Ganzen 177 Azimuthbestimmungen vornahm, schneiden sich die Stossrichtungen von 16 Orten in einem Punkte, d. h. innerhalb eines Kreises von nur 500 Yards = 456 Meter Radius und 32 weitere noch innerhalb eines Kreises von 2¼ Seemeilen = 1851 Meter Radius. Hier ergiebt sich also doch mit grosser Zuverlässigkeit, dass dieses Erdbeben keinenfalls einen vor-herrschend axialen Charakter gehabt haben kann; wohl aber könnte die Aus-dehnung des Erregungsortes in radialer Richtung angenommen werden, was dieses auch von Mallet selbst geschah. Der centrale Charakter der oberfläch-lichen Propagationsform wird dadurch nicht geändert. Mallet nahm als Resultat seiner Berechnungen eine mittlere Tiefe des Erdbebencentrums zu 10649 Meter an.

Eine andere Methode schlug von Seebach[1]) zur Ermittelung der Tiefe des Erregungsortes vor. Auch hierbei wird von der Grundbedingung ausgegangen, dass ein Erdbeben ein centrales ist und dass seine Fortpflanzungsgeschwindigkeit für alle Theile des erschütterten Gebietes die gleiche bleibt. Auch die letzte Voraussetzung trifft freilich nie ganz zu, und die Methode selbst, auf wirklich centrale Erdbeben angewendet, enthält ausserdem auch sonst mancherlei Schwierigkeiten. Aber für theoretische Betrachtungen über die Erscheinungen der Erdbeben ...

[1]) Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872. Leipzig 1873, pag. 169.

sie doch von grosser Bedeutung und ihrer Anwendung[1]) sind unzweifelhaft hervorragende Resultate auf dem Gebiete seismischer Forschung zu verdanken.

Die theoretische Grundlage dieser Methode ist im Allgemeinen die folgende: Wäre der Mittelpunkt eines Erdbebens zugleich der Mittelpunkt der Erde und diese eine Kugel, so würde dann die Erschütterung gleichzeitig an allen Punkten der Erdoberfläche empfunden werden müssen. Ist aber der Erdbebenmittelpunkt an irgend einer der Erdoberfläche näheren Stelle gelegen, so treten die Verhältnisse ein, wie sie sich mit Hülfe der folgenden Figur verstehen lassen.

Hierbei kann man sich die Erdoberfläche als eine Ebene, ihre Projektion als eine gerade Linie denken, was bei Erdbeben von kleinerem Verbreitungsgebiete keinenfalls nennenswerthe Unrichtigkeiten zur Folge hat. Dann ist es klar, dass die Stosswelle, um von dem in der Figur mit C bezeichneten Centrum der Bewegung aus an den mit M bezeichneten Oberflächenmittelpunkt zu gelangen, also um die mit h bezeichnete Entfernung zu durchlaufen, eine gewisse Zeit gebraucht, die mit t bezeichnet werden mag und die gleich ist der Entfernung h, dividirt durch die Geschwindigkeit c. Für jeden anderen Oberflächenpunkt M_1, der sich in einer bestimmten Centrodistanz d_1 von

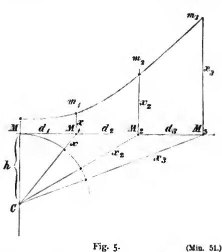


Fig. 5. (Min. 51.)

M befindet, ist der zu durchlaufende Weg um eine Strecke x länger, für M_1 mit der Centrodistanz $d_1 + d_2$ um x_2, für M_3 um x_3 u. s. f. Es werden also auch die Zeiten, nach denen die Wellen an die Oberfläche gelangen, grösser; wenn für M die Zeit $t = \frac{h}{c}$ gewesen, so ist $t_1 = \frac{h + x_1}{c}$, $t_2 = \frac{h + x_2}{c}$ u. s. f.

Wenn man nun bei gegebenem Oberflächenmittelpunkt auf die Abscissenachse eines Coordinatensystems, dessen Nullpunkt im Oberflächenmittelpunkt gedacht wird, die Centrodistanzen der Orte von diesem d_1, $d_1 + d_2$, $d_1 + d_2 + d_3$ u. s. f. in Meilen aufträgt, dagegen auf der Ordinatenachse mit dem gleichen Maassstabe die Zeitmomente t_1, t_2, t_3 in Minuten einschreibt, dann liegen die so gefundenen Punkte m_1, m_2, m_3 u. s. f. auf einer Hyperbel.

Wenn man demnach in ein Netz von Quadraten, von irgend einem Punkte anfangend, in die horizontal liegenden Linien die Meilen, in die verticalen Linien die Minuten der Zeitangaben über den Eintritt des Erdbebens an jedem Orte einträgt und diese Punkte mit einander verbindet, so muss man bei absoluter Genauigkeit der in Betracht kommenden Werthe die Hyperbel erhalten. Aus ihr lassen sich die gesuchten Grössen einfach ableiten. Der Scheitelpunkt der Hyperbel ist der Oberflächenmittel-

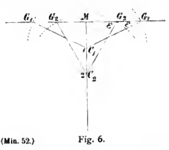
[1]) von Lasaulx, Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. Oktober 1873. Bonn 1874, pag. 109.

punkt, der Durchschnittspunkt der Asymptote mit der Ordinatenachse ist der Zeitpunkt der ersten Erregung des Erdbebens. Da sich nun ferner direct ablesen lässt, wie viele Meilen die Bewegung in einer Minute durchlaufen hat, so ergiebt sich dadurch die wahre Fortpflanzungsgeschwindigkeit. Die Zeit zwischen dem Zeitpunkte der ersten Erregung und dem Eintritte der Erschütterung im Oberflächenmittelpunkt durch den Werth der Fortpflanzungsgeschwindigkeit dividirt, ergiebt die gesuchte Tiefe des Erdbebenherdes.

Allerdings ergeben sich bei der practischen Verwerthung dieser Methode mancherlei Schwierigkeiten. Vor allem ist die Genauigkeit des Zeiteintrittes der Erschütterung, die zu der Bestimmung nöthig ist, nur in ganz einzelnen fast zufälligen Fällen zu erzielen. Gerade die angestellten Untersuchungen haben die Unzuverlässigkeit der Zeitbestimmungen in hohem Maasse ergeben[1]). Damit wird die Methode selbst aber sehr unzuverlässig. Andererseits wird die Brauchbarkeit derselben auch durch das nicht Zutreffen der anderen Prämissen sehr bedeutend beeinträchtigt: das Medium des Erdbodens ist ein zu ungleiches, um die genaue Constanz der Fortpflanzungsgeschwindigkeit zu gewährleisten und endlich ist die Form des Erdbebenherdes stets mehr oder weniger von einem Punkte oder Kreise abweichend. Allerdings würde sich dieses, wenn nur den Zeitangaben Zuverlässigkeit zuerkannt werden könnte, aus der Construction und Betrachtung von selbst ergeben. Es würden dann die Homoseisten nicht als angenäherte Kreise sich herausstellen, sondern eine unregelmässige, mehr oder weniger elliptische Gestalt annehmen. Immerhin bleibt die Methode ein sehr werthvolles Mittel für das Erdbebenstudium; auf die mit ihr erreichten Resultate kommen wir später noch zurück.

Ein anderer Umstand, der für die allgemeine Theorie der Erdbeben von Wichtigkeit erscheint, ist die Grösse ihres oberflächlichen Verbreitungsgebietes und das Verhältniss desselben zur Intensität der Wirkungen.

In dem vorhin mehrfach gewählten Bilde des bewegten Wasserspiegels ist die Kraft, mit der der Stein ins Wasser fällt, direct die Ursache einer kleineren oder grösseren Verbreitung der Wellenkreise. Bei einem kleinen Steinchen werden dieselben nur auf eine Entfernung von wenig Fuss sichtbar bleiben, bei einem grossen Steinblock auf hunderte von Fussen hin verlaufen. Das Verbreitungsgebiet ist also hier der directe Maasstab für die Intensität der erregenden Ursachen. Das würde wiederum bei Erdbeben dann ganz übereinstimmend sich verhalten, wenn der Erregungspunkt in der Erdoberfläche gelegen wäre.



(Min. 52.) Fig. 6.

Wir dürften dann die Intensität geradezu durch den Werth des erschütterten Gebietes ausdrücken, sei es durch den Radius bei einem Kreise, die beiden Achsen bei einer Ellipse, in complicirterer Weise bei unregelmässiger oberflächlicher Gestaltung des erschütterten Gebietes. Da aber bei den Erdbeben der Erregungspunkt in unbekannter Tiefe gelegen ist, so ist dieser Ausdruck der Intensität nicht ohne Weiteres statthaft.

Denken wir uns, dass an zwei Punkten im Inneren der Erde mit gleicher Kraft eine Erregung stattfindet, aber der eine Punkt liegt in 2, der andere dagegen in 4 Kilom. Tiefe. Der erstere

[1]) Vergl. v. LASAULX, l. c.

ist in der Figur mit C_1, der andere mit C_2 bezeichnet. Sind dann an der wiederum als Ebene gedachten Erdoberfläche G_1 und G_2 die äussersten Grenzen der wahrgenommenen Erschütterung, so ist der Radius C_1G_1, die wirkliche Ausdehnung der Wellenbewegung, die wir **Elongation** nennen wollen. An der Oberfläche ist M der Mittelpunkt, MG_1 und MG_2 die **Elongationsradien**; diese sind kürzer als C_1G_1, geben uns also nur ein scheinbares Bild der wirklichen Elongation. Ist nun in C_2 die Erregung mit derselben Kraft erfolgt, so können wir für dieses Centrum die Elongation durch den gleichen Radius ausdrücken $C_2G_2 = C_1G_1$. Die Durchschnittspunkte des mit diesem Radius um C_2 beschriebenen Kreises auf der die Oberfläche darstellenden Linie bezeichnen die scheinbare Elongation auf der Oberfläche, die sonach kleiner ist als die für das andere, weniger tiefe Centrum.

Dabei ist aber, bei der gleichen Intensität des Anstosses, im Oberflächenpunkte M für C_2 ebenfalls die Wirkung eine sehr viel geringere als für C_1. Andererseits aber ist natürlich die Emergenz der austretenden Bewegung für das tiefere Centrum C_2 überall eine grössere. Wenn die steil austretenden, successorisch wirkenden Wellen, wie dieses von vielen Erdbeben thatsächlich behauptet wird, die verheerendsten sind, so könnte also möglicherweise ein tiefer gelegenes Centrum trotz der nicht grösseren Intensität des ersten Anstosses, doch unter gewissen Bedingungen zerstörendere Wirkungen an der Oberfläche ausüben.

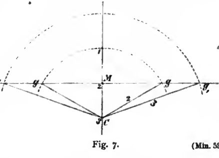


Fig. 7. (Min. 58.)

Aus der vorhergehenden Betrachtung geht nun aber unmittelbar hervor, dass eine Vergleichung der Intensitäten von Erdbeben aus ihren oberflächlichen Verbreitungsgebieten nur dann statthaft ist, wenn die Erregungsorte in der gleichen Tiefe gelegen sind. An sich ist also auch das Verbreitungsgebiet eines Erdbebens oder seine oberflächliche Elongation nur dann ein Ausdruck für die Intensität, wenn die Tiefe des Herdes bekannt ist. Diese ist allerdings in der Regel gerade die gesuchte Unbekannte.

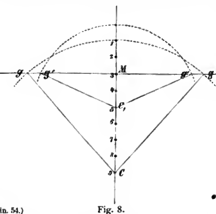
Denken wir uns in einem weiteren Beispiele zwei Erschütterungen von gleicher Tiefe, aber mit verschiedener Intensität des ersten Anstosses ausgehend, die eine anderthalbmal so gross wie die andere. Wir werden dann die Verbreitungsgebiete an der Oberfläche wie in Fig. 7 darstellen können. Cg_1 ist die wirkliche Elongation für das stärkere, Cg die für das schwächere Beben. An der Oberfläche ist das Verbreitungsgebiet des ersteren ein sehr viel grösseres, als das des zweiten. Aber auch die Grösse der Wirkung im Oberflächenmittelpunkte muss für das erstere eine bedeutend grössere sein. Die Abschwächung der ursprünglichen Kraft, durch den durchlaufenen Weg CM ausgedrückt, beträgt für das erstere nur $\left(\frac{1}{3}\right)^2 = \frac{1}{9}$, für das zweite aber schon $\left(\frac{1}{2}\right)^2 = \frac{1}{4}$ nach dem Satze, dass die Intensität des Stosses abnimmt nach dem Quadrate der Entfernung vom Centrum. Die weit geringere Wirkung im Oberflächenmittelpunkte steht also mit dem geringeren Verbreitungsgebiete in Uebereinstimmung. Hier ist also der Schluss auf die geringere Intensität der erregenden Ursache gerechtfertigt.

Wenn es sich also ergeben sollte, dass die Erdbebenherde alle in ziemlicher Uebereinstimmung in einer bestimmten Zone oder nahezu gleichen Tiefe des Erdinnern ihren Sitz hätten, dann würde die oberflächliche Verbreitung und die Intensität der Wirkung im Oberflächenmittelpunkte immer in gleichem Verhältniss mit der Intensität der Erregung wachsen oder abnehmen. Dass dieses nicht der Fall ist, sondern dass wir grosse Verbreitungsgebiete mit schwachen Wirkungen und andererseits sehr intensive Wirkungen bei kleiner Verbreitung finden, darf als ein Beweis dafür gelten, dass die Tiefe der erregenden Ursache sehr verschieden sein kann.

Wenn nun für die wenigen Erdbeben, für welche der Versuch einer Bestimmung der Tiefe ihres Erregungsortes gemacht worden ist, die für diese Tiefe gefundenen Werthe auffallend geringe sind, so gering, dass sie gegenüber der oberflächlichen Elongation verschwindend klein erscheinen und es darnach fast gestattet erscheinen könnte, die Tiefe überhaupt zu vernachlässigen und die Intensität einfach durch den scheinbaren Elongationsradius auszudrücken, so dürfen wir dieses doch keineswegs allgemein thun, da die bisher gefundenen Tiefenwerthe doch immerhin hypothetische, in weiten Grenzen schwankende sind. Andere Umstände sprechen für noch grössere Differenzen in den Tiefen, als sie in jenen Werthen sich ausprägen.

Nun ist allerdings die wichtigere Frage die nach der Tiefe des erregenden Ortes, denn die Intensität ist wohl nur selten von genetischer Bedeutung. Können wir aber aus den allein an der Erdoberfläche zu beobachtenden Verhältnissen der Intensität der Wirkungen und der scheinbaren Elongation unter gewissen Umständen Schlüsse auf die Tiefe ziehen? Das ist in der That der Fall.

Wenn nämlich für einen Erdbebenherd in sehr geringer Tiefe C_1 Fig. 8 die Intensität des Anstosses eine schwächere ist als für einen solchen in grösserer Tiefe C, so wird der Fall eintreten können, dass im Oberflächenmittelpunkt M oder in der centralen Zone die Wirkung des Bebens von der an und für sich geringeren Intensität doch bedeutend stärker erscheint.



(Min. 54.) Fig. 8.

Stehen z. B. wie dieses in der Fig. 8 angenommen, die Intensitäten der ersten Anstösse für die beiden Erdbeben im Verhältniss 5 : 8, d. i. $C_1 g_1 = 5$ und $Cg = 8$, dagegen die Tiefen im Verhältniss 1:3, d. i. $C_1 M = \frac{1}{3} CM$, so ergiebt sich für das Centrum C_1 an der Oberfläche in M, wo die Bewegung $\frac{2}{3}$ des Elongationsradius zurückgelegt hat, nach dem Satze von der Abnahme der Intensität im Quadrate der Entfernung noch ein Rest von Intensität $= \frac{21}{25}$ der ursprünglichen. In gleicher Weise erhält man für das Centrum C in M einen Rest von $\frac{7}{16}$. Da nun die Intensitäten sich wie 5 : 8 verhielten, so ergiebt sich das Verhältniss der Oberflächenwirkung in M für $C_1 : C$ wie

$$\frac{21}{5} : \frac{7}{2} \text{ oder } 4,2 : 3,5$$

d. h. die schwächere Intensität erzielt an der Oberfläche doch noch die stärkere Wirkung.

Das Verbreitungsgebiet $C_1 g_1$ ist aber ein kleineres, als für das Beben von der wirklich grösseren Intensität des ersten Anstosses, aber auch der grösseren Tiefe desselben. In diesem Falle steht also die Grösse der scheinbaren Elongation für die beiden Erdbeben nicht in dem gleichen Verhältnisse wie die Oberflächenwirkung.

Aus der Gesammtheit der Beispiele folgt aber für die Erforschung der Erdbeben der wichtige Schluss, dass aus dem Verhältnisse der an der Oberfläche erkennbaren Faktoren, der scheinbaren Elongation und der oberflächlichen Stosswirkung gewisse Folgerungen auf die Tiefe des Erregungsortes statthaft erscheinen. Wir können diese Beziehungen füglich in zwei Sätzen zusammenfassen:

1. Erdbeben von sehr heftiger Wirkung an der Oberfläche, aber von nur sehr kleinem Verbreitungsgebiete können nur eine geringe Tiefe des erregenden Herdes besitzen.

2. Erdbeben von schwacher Wirkung an der Oberfläche, aber von grossem Verbreitungsgebiete sind in bedeutenderer Tiefe erregt.

Nun kommt für das Verhältniss der oberflächlichen Verbreitung zur Intensität der Erregung noch eines in Betracht.

Durch wichtige Beobachtungen, welche vor wenig Jahren in einer ausführlichen Arbeit General H. L. Abbot mittheilte, die er bei den mit grossen Mengen von Dynamit vorgenommenen Felsensprengungen bei Hallet's Point in der Nähe von New-York zu machen Gelegenheit hatte, wurde das Verhältniss der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erschütterungen zu der Kraft des erregenden Stosses festgestellt[1]). Er fand damals, dass mit 70 Pfund Dynamit in derselben Entfernung einmal eine Geschwindigkeit von nur 377,8 Meter, in zwei anderen Fällen aber die auffallend hohen Werthe von 1693,8 und 2564 Meter pro Secunde sich ergab. Dabei war das erstemal die betreffende Ladung nur 1⅜ Meter tief versenkt und betrug die Dauer der Erschütterung nur einen Moment, im zweiten und dritten Falle war die Ladung 10 Meter tief versenkt und währte die Erschütterung im zweiten Falle 4,8 Secunden, im dritten Falle aber 15,1 Secunden. Abbot fasst die Ergebnisse in folgende Sätze zusammen:

1. Je heftiger der erste Stoss ist, um so grösser ist die Fortpflanzungsgeschwindigkeit.

2. Die Geschwindigkeit nimmt ab, je weiter die Welle vorrückt.

3. Die Bewegungen der Oberfläche der Erdkruste sind complicirt und bestehen aus vielen kurzen Wellen, die an Schwingungsweite erst zu- und dann abnehmen.

Diese Gesetze stimmen also ziemlich mit denen überein, die für elastische Körper gelten.

Dass die Fortpflanzungsgeschwindigkeit mit der angewandten Menge des Sprengmaterials wechselt und somit von der Intensität des ersten Anstosses abhängig ist, hatten auch die Versuche, die Mallet 1856 zu Holyhead angestellt hatte, schon ergeben.[2])

Es lassen sich aber für die Erdbebenerforschung aus den Angaben Abbot's noch andere Schlüsse ziehen.

Wir dürfen nach den Gesetzen der Wellenbewegung anderer Art und in

[1]) Americ. Journ. of Sciences Ser. 3 Vol. XV. No. 87, pag. 178.

[2]) Report on the 21. meeting of British association. London 1852. pag. 272 ff.

anderen Medien, z. B. für Licht und Schall annehmen, dass die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen im umgekehrten Verhältnisse steht zu der Weite der einzelnen Schwingungen. Sonach würden die näher der Oberfläche erregten Wellen bei einer kleineren Fortpflanzungsgeschwindigkeit, Wellen von grösserer Amplitude sein müssen. Das scheint auch der Annahme einer grösseren Elasticität in den oberflächlichen, als in den tieferen Schichten zu entsprechen. Nun erscheint es ferner durchaus wahrscheinlich, dass die grössere Schwingungsweite der Wellen auch eine zerstörendere Wirkung an der Oberfläche ausübt. Wir vermögen uns das durch ein einfaches Bild zu vergegenwärtigen. Stehen auf einem angespannten Trommelfelle kleine Figuren, so werden wir mit einem kleinen niederfallenden Hämmerchen dieselben nicht zum Falle bringen, wenn das Fell ganz straff angezogen ist; sowie wir dasselbe aber nur schlaff anspannen, wird dasselbe Hämmerchen die Figuren alle umzustürzen vermögen. Das Verhältniss des straffen und des schlaffen Trommelfelles ist auch das der tieferen und der oberflächlichen Schichten des Erdbodens.

Es steht nun aber nach ABBOT's angeführten Beobachtungen die Dauer der Erschütterung auch mit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit in directem Verhältniss. Sonach würde sich nach dem Vorhergehenden die stärkere Wirkung, kürzere Dauer, geringere Fortpflanzungsgeschwindigkeit vereinigen. Schon HOFFMANN betonte es in der That, dass es den Anschein habe, als ob die Oberflächenwirkungen im umgekehrten Verhältniss zur Dauer stünden.[1]

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit bedingt nun aber hinwiederum die Elongation oder die grössere Verbreitung. Nimmt nun die Fortpflanzungsgeschwindigkeit mit der tieferen Lage des erregenden Ortes zu, so ergiebt sich, dass wenn ein Erdbeben lange Dauer mit grosser Fortpflanzungsgeschwindigkeit und grosser Elongation verbindet, wir gleichfalls auf eine grössere Tiefe des erregenden Herdes schliessen dürfen und andererseits, dass kurze Dauer, sehr starke Wirkung an der Oberfläche, aber kleineres Oberflächengebiet als Anzeichen geringer Tiefe gelten können.

Und so scheinen diese Betrachtungen als eine Stütze der vorher entwickelten Sätze gelten zu können.

Nun hängen aber endlich die Fortpflanzungsverhältnisse von der Natur der Substanz ab, in welcher die Schwingungen erregt worden sind. So auch die Schwingungen der Erdbeben von der Beschaffenheit und Structur der Gesteine, welche die erschütterten Gebiete zusammensetzen. Würde eine Erschütterung in einem ununterbrochen gleichartigen Gesteine, d. i. also in einem homogenen Medium erregt werden, so würden sich die Wellen gleichmässig und allseitig regelmässig fortpflanzen und verlaufen. Kein auch noch so kleines Gebiet der Erdrinde kann aber auch nur annähernd in diesem Sinne als homogen gelten. weder sind die Gesteine gleichartig in ihrer Zusammensetzung, noch frei von mannigfaltigen Aenderungen und Unterbrechungen ihrer Structur und Lagerung.

Dass die Fortpflanzungsgeschwindigkeit und damit auch die Schwingungsweite in verschiedenen Gesteinen verschieden ist, hat MALLET durch seine vorhin schon erwähnten Versuche (pag. 313) experimentell dargethan. Er fand die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erschütterung:

in Sand . . . . = 825' engl. = 251,5 Meter.
in lockerem Granit = 1306' engl. = 398 Meter.
in festem Granit . = 1665' engl. = 507,5 Meter.

[1] l. c. p. 326.

Das stimmt wieder überein mit dem im Vorhergehenden aufgestellten Satze, dass die Schwingungsweite von der Elasticität der Gesteine abhängt und im umgekehrten Verhältnisse steht zur Fortpflanzungsgeschwindigkeit. Weiter aber ist daraus der Schluss zu ziehen, dass auf festem Felsenboden die Wirkung einer Erschütterung, die wieder von der Schwingungsweite abhängt, minder intensiv und verheerend sein muss, als auf lockerem, nicht fest verbundenem Boden. Die Beobachtungen an einer grossen Zahl von Erdbeben haben die Richtigkeit dieses Schlusses geradezu erwiesen.

Andererseits wird aber eine Erschütterung in mächtigen Ablagerungen losen Sandes der geringen Fortpflanzungsgeschwindigkeit wegen schneller erlöschen und nicht zu einer so ausgedehnten Verbreitung kommen können oder nur mit sehr abgeschwächten Wirkungen an die Oberfläche treten. Das erklärt die Seltenheit und Schwäche der Erdbeben der nordeuropäischen Flachlande.

Wo aber der lockere Boden nur eine dünne Decke bildet über unterliegenden festen Gesteinen, da tritt die in diesen mit grosser Geschwindigkeit fortgepflanzte Welle nun ganz besonders wirksam in die lockeren Massen ein, so dass sie auf der festen Unterlage emporgeworfen und zusammengeschüttelt werden, wie der lose Sand auf einer Tischplatte die man durch einen Hammerschlag erschüttert. Während in der festen Unterlage die Erschütterung nur sehr wenig verspürt wird, steigert sie sich in der lockeren Oberfläche zu den heftigsten Bewegungen. Auch dafür finden wir in den thatsächlichen häufig gemachten Beobachtungen die Bestätigung, dass heftige Erdbeben in den Gruben des erschütterten Gebietes von den Bergleuten meist nur ganz unbedeutend oder gar nicht direct wahrgenommen werden, dass sie aber auf den alluvialen, von felsigem Untergrunde getragenen Ablagerungen der Flussthäler weiterhin fühlbar werden, als auf den Gesteinen der Thalgehänge.[1])

Wo feste Felsmassen als Inseln in rings umgebenden lockeren Schichten aufragen, da bilden dieselben auch Erdbebeninseln inmitten des ringsumher heftiger bewegten Wellenmeeres. Andererseits kommt es aber auch vor, dass Orte, die von dem eigentlichen Erschütterungsgebiete abseits und isolirt liegen, gleichzeitig mit bewegt werden. Auch hier ist theilweise die Gesteinsbeschaffenheit die Ursache; während in diesem Falle in der Umgebung eines solchen Ortes die Bewegung nicht mehr fühlbar ist, tritt sie durch die grössere Beweglichkeit der Gesteine im isolirt erregten Gebiete wieder deutlicher hervor. Eine eng umgrenzte Decke von Alluvionen in einem rings von festen Gesteinen umschlossenen Becken würde die geognostischen Bedingungen zu einem solchen Falle liefern. Aber auch durch besonders günstige Leitungsverhältnisse kann die Bewegung local einmal über ihr eigentliches Gebiet hinausgreifen.

So bedingt die Beschaffenheit der Gesteine im Untergrunde also schon eine ganze Reihe von Unregelmässigkeiten in den Erscheinungen eines Erdbebens an der Oberfläche. Von noch grösserer Bedeutung ist aber der Einfluss der Structur des erschütterten Bodens.

Für die rein theoretische Erörterung dieser Verhältnisse können wir von einigen experimentellen Versuchen ausgehen.

Denken wir uns einen Satz von Glasplatten so aufeinander gelegt und beiderseitig mit Lagen von dickem Pappdeckel eingefasst und durch zwischengelegte Papierlagen von einander getrennt, dass die ganze Reihe der schmalen aber

[1]) Vergl. v. Lasaulx l. c. Erdbeben 1873. pag. 52.

glatt geschliffenen Ränder der übereinander gelegten Scheiben in eine Fläche zusammenfallen, so haben wir damit die Zusammensetzung eines Schichtensystemes nachgeahmt; die schmalen Ränder der Glasscheiben stellen die Schichtenköpfe dar.

Klemmen wir nun das Ganze zwischen zwei Brettern in einen Schraubstock und bestreuen die Oberfläche dieses Glasschichtensystems mit feinstem gesiebten Quarzpulver und erregen mit einer grossen Stimmgabel von irgend einer Stelle der Glasplatten aus Schwingungen in denselben, so giebt uns die Bewegung des Quarzpulvers eine Andeutung über die Fortpflanzungsverhältnisse an der Oberfläche. Die Schwingungen bleiben in der einen Richtung immer in demselben Medium, in derselben Glasplatte, in der dazu senkrechten aber durchlaufen sie den ganzen Wechsel der verschiedenen Glasplatten. Der bewegte Quarzsand bildet unregelmässige und oft unterbrochene Figuren, die aber im Allgemeinen über die ganze Fläche der Schichtenköpfe hin zu einer Ellipse sich zusammenfügen lassen, deren eine lange Achse parallel gerichtet ist zu den Trennungsfugen der Glassplatten, deren sehr kurze zweite Achse senkrecht hierzu liegt. Die Bewegung der Schwingungen hat sich quer zu den Glasplatten nur auf eine kurze Entfernung fortgepflanzt, ist hier schnell durch den Wechsel und die Unterbrechung im Medium vernichtet worden.[1]

Derselbe Versuch lässt sich unter Zuhülfenahme einer anderen Bewegung noch deutlicher ausführen. Ueberzieht man die Fläche der Ränder der Glasplatten mit einer dünnen Wachs- oder Stearinhaut (am besten in der Weise, dass man Wachs oder Stearin in Aether löst und die Fläche mit der Lösung überstreicht; durch Verdunsten derselben bildet sich dann ein dünner gleichmässiger Ueberzug von Stearin) und bringt durch Wärmezuleitung vermittelst eines Stiftes von irgend einem Punkte aus das Wachs zum Schmelzen, so bildet sich durch die von diesem Punkte aus sich fortpflanzende Wärme eine Schmelzfigur, die beim Erkalten zurückbleibt. Diese zeigt eine lang elliptische Gestalt, die längere Achse liegt wiederum in der Richtung der Glasplatten, die kürzere quer dazu. Die Fortpflanzung der Wärmebewegung ist demnach in der Streichrichtung weiter erfolgt, als quer zu den Schichten.[2] Ganz ähnliche Resultate erhielt neuerdings auch JANNETAZ[3] bei seinen Untersuchungen über die Wärmeleitung in Gesteinen und über den Einfluss der Gesteinsstructur auf dieselbe. Schiefrige Gesteine, senkrecht zur Schieferung geschnitten und auf der Schnittfläche mit Wachs überzogen, das vermittelst eines erhitzten Platindrahtes zum Schmelzen gebracht wird, ergeben ausnahmslos elliptische Schmelzfiguren, deren lange Achse parallel der Schieferung geht, deren kurze Achse zur Ebene der Schieferung normal steht. Der Unterschied in der Leitung parallel zur Schieferung gegenüber derjenigen normal zu derselben kann ein sehr bedeutender sein, im Maximum 3 : 1.

Alle diese Versuche ergeben, dass der Einfluss der Structur eines bewegten Mediums auf die Fortpflanzungsgeschwindigkeit und die Elongation der Bewegung ein ganz bedeutender ist.

Die Erklärung dieser Erscheinung liegt darin, dass jede Wellenbewegung beim Uebergang aus einem Medium in ein anderes, oder beim Ueberschreiten trennender Intervalle in einem Medium, die eine andere Dichtigkeit besitzen als

[1]) v. LASAULX, Erdbeben von Herzogenrath d. 24. Juni 1877. Bonn 1878. pag. 45.

[2]) Die Methode zur Darstellung der Wärmecurven rührt von SÉNARMONT her, der damit die Wärmeleitung in Krystallen bestimmte.

[3]) Bull. Soc. géol. de France, 3. Série, Bd. II. pag. 264.

jenes, Ablenkungen und Reflexionen erleidet. Jede noch so kleine Unterbrechung, wie sie die feinen Zwischenräume zwischen den Glasplatten oder die Absonderungsfugen der Schiefer darstellen, wirken demnach wie ein Widerstand gegen die Bewegung; diese erleidet eine Verzögerung und theilweise Vernichtung.

Auch für die Erderschütterungen, die in Gebieten auftreten, welche einen analogen Bau besitzen, wie die in den vorstehenden Beispielen gewählten Medien, muss die Ungleichheit in der Elongation sich in gleicher Weise ergeben. Der weit verbreitete Bau der geschichteten Formationen ist aber ein Abbild jener Structur. Aus verschiedenartigen Gesteinen zusammengesetzte Schichtensysteme, in mehr oder weniger steil aufgerichteter Stellung, streichen auf grosse Entfernungen in einer Richtung fort und ihre Schichtenköpfe bilden, wenn auch oft noch von oberflächlichen Bildungen bedeckt, die Fläche, auf der sich die Propagationsform einer Erderschütterung projicirt. In der einen Richtung liegt der Verlauf der Bewegung im Streichen der Schichten und kann auf grosse Entfernungen sogar in demselben Gesteine verbleiben. Die Fortpflanzung erfolgt hier leichter und ungehemmter, als quer zu den einzelnen Schichten, wo der häufige Wechsel der Gesteine und die trennenden Absonderungsfugen und Zwischenlagen sehr stark verzögernd und abschwächend auf die Bewegung wirken müssen.

Dabei kommt Gestalt und Lage des erregenden Ortes wieder mit in Betracht.

Einfach gestalten sich die Verhältnisse bei der Annahme eines punktförmigen Centrums. Nehmen wir aber an, die erregende Stelle habe die Gestalt einer Linie, so sind zwei Fälle denkbar. Entweder diese liegt im Sinne der Streichrichtung der Schichten oder quer dazu, ist longitudinal oder transversal, in der Bedeutung, die wir beim Gebirgsbaue diesen Worten geben.

Die Ellipse, die uns eine längs dieser Linie unter der Annahme eines homogenen Mediums erregte Wellenbewegung darstellt, liegt das eine Mal mit ihrer längeren, das andere Mal mit ihrer kürzeren Achse im Streichen der Schichten. Im ersteren Falle wird die in der Streichrichtung erfolgende leichtere Fortpflanzung und grössere Elongation der Bewegung die elliptische Propagationsform im Sinne der längeren Achse noch mehr strecken und so dieser eine stark lineare Gestalt geben, in welcher die Richtung der Bewegung grösstentheils normal steht auf der grössten Längserstreckung. Im zweiten Falle wird die kurze Achse verlängert und dadurch die elliptische Gestalt des erschütterten Gebietes mehr der Kreisform genähert.

Ob die Bewegung dabei nach den beiden Seiten der Linie, oder einer Fläche, die in ihrer Projection auf die Oberfläche diese Linie darstellt, die gleiche ist oder nicht d. h. ob die Erschütterung eine axiale oder laterale ist in dem früher (pag. 307) definirten Sinne, das macht für die allgemeine Aenderung in der Gestalt der Propagationsform keinen Unterschied. Wir werden im folgenden Abschnitte, wo die wirklichen Beobachtungen an Erdbeben aufgeführt werden, sehen, dass in der That die hier theoretisch entwickelten Verhältnisse z. Th. mit unverkennbarer Deutlichkeit aus den sorgsam gesammelten Erscheinungen vieler Erdbeben sich wiederspiegeln.

Findet bei dem Uebergange einer Wellenbewegung an der Grenze zweier Medien eine Reflexion statt, so erregt diese eine rücklaufende Bewegung. Dann vermögen Wellen von entgegengesetzter Fortpflanzungsrichtung zur Interferenz

[1]) Humboldt, Relat. histor. V. pag. 25.

zu kommen und natürlich auch bei entsprechenden Phasendifferenzen sich zu vernichten. So können inmitten bewegter Gebiete, durch locale Vernichtung oder totale Reflexion an gewissen Stellen, unbewegte Zonen liegen, die man mit der alten sinnreichen Bezeichnung der Eingeborenen Mexiko's[1]) als Erdbebenbrücken bezeichnen mag. Der oberflächlichen Erscheinung, d. h. der Ruhe nach, die bei einer Bewegung an diesen Stellen herrscht, sind sie nicht von den früher (pag. 315) als Erdbebeninseln bezeichneten zu trennen. Ist aber in gegebenen Fällen die Ursache der Ruhe zu erkennen, so mögen wir für die inselförmig durch die Beschaffenheit der Gesteine geschützten Theile, den Ausdruck Erdbebeninseln, für die durch Absorption und Reflexion der Bewegung in Ruhe verbliebenen, mehr in gestreckten Zonen ausgebildeten Stellen, den Namen Erdbebenbrücken vorziehen.

Jede Bewegung oder schwingende Erschütterung des Erdbodens hat auch eine Schallerregung zur Folge. Wir fühlen nicht nur das Erzittern des Bodens, wenn ein schwerer Eisenbahnzug vorüberfährt, sondern wir hören es auch. Auch bei dem Einsturze der Glocke der Königsgrube, den wir vorher pag. 301 als Beispiel wählten, wurde der dumpfe Donner vernommen, der mit der Erregung der Erschütterung durch diesen Einsturz verbunden war. Wir können daher wohl als ziemlich sicher annehmen, dass in allen ähnlichen Fällen der Schall an derselben Stelle erregt wird, wie die Bewegung, dass der Ausgangspunkt für beide demnach derselbe ist. Das nahm man schon früher an und auch F. Hoffmann ist der Ansicht, dass die Fortpflanzung des Geräusches, welches die Erderschütterungen zu begleiten pflegt, unterirdisch erfolge, weil man es oft in ansehnlichen Tiefen unter der Erde, in Bergwerken, mit besonderer Stärke vernommen habe.[1])

Wir wissen, dass im Allgemeinen in festen Körpern der Schall sehr viel schneller sich fortpflanzt, als in der Luft, z. B. ist in Hölzern die Geschwindigkeit 11—17, in gebranntem Thon 10—12mal grösser als in der Luft und nach Wertheim's Untersuchungen dürften diese Verhältnisse sich noch steigern, wenn es sich nicht blos um Stäbe dieser Medien handelt. Es erscheint daher die Annahme wohl gerechtfertigt, dass auch im Erdboden, wenn wir uns denselben als eine homogene Masse vorstellen, der Schall schneller sich fortpflanze als in der Luft.

Es wird daher der an irgend einem Orte mehr oder weniger gleichzeitig mit einer Erderschütterung vernommene Schall, wenn wir an dieser Annahme festhalten, als lediglich durch die Erde selbst fortgepflanzt gelten müssen. Durch die Luft könnte eben nur der Schall an irgend einer Stelle vernommen werden, der von einem anderen Orte von der erschütterten Oberfläche herrührt, wo er aus dem Erdboden in die Luft überging. Er hätte dann den weiteren Weg z. Th. mit einer sehr viel geringeren Geschwindigkeit zurücklegen müssen.

Nun ist es ausserdem eine bekannte Thatsache, dass der Schall, wenn er aus einem dichteren in ein dünneres Medium übergeht, sehr bedeutend verzögert wird. Es müsste sonach der Schall an irgend einem Orte des erschütterten Gebietes, wenn wir annehmen wollten, dass er dort durch Fortpflanzung durch die Luft wahrnehmbar geworden sei, sehr bedeutend verspätet nach der Erschütterung selbst eintreten. Sonach ist es ganz unwahrscheinlich, dass der an irgend einer Stelle eines erschütterten Gebietes vernommene Schall, sofern derselbe mit der Erschütterung so gut wie gleichzeitig oder doch nur durch ganz

[1]) l. c. pag. 329.

kleine Zeitintervalle von derselben getrennt erscheint, ein anderer sei, als solcher, der direct durch den Erdboden fortgepflanzt wurde. Er wird daher bei den Erdbeben auch vorzüglich aus dem Boden, aus der Tiefe heraus vernommen. In Süd-Amerika ist es eine allgemeine Erfahrung, dass man das Erdbebengeräusch ganz besonders stark aus den Oeffnungen der Brunnen hervortönen hört.[1]) Auch dass das Geräusch sowohl im centralen Theile eines erschütterten Gebietes, als auch in den äussersten Grenzzonen desselben nahezu in derselben Gleichzeitigkeit mit der Erschütterung erscheint, ist ein Beweis gegen seine Fortpflanzung durch die Luft.

Nun sind die Verhältnisse der Schallbewegung keineswegs vollkommen übereinstimmend mit denen der Erschütterung, sondern können nur als diesen angenäherte bezeichnet werden. Schall und Erschütterung haben nicht genau dieselbe Fortpflanzungsgeschwindigkeit und vermögen in anderer Weise verzögert und vernichtet zu werden.

Für das Erdbeben von Herzogenrath vom 24. Juni 1877 glaubte von Lasaulx die Unterschiede in der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erschütterung und des Schalles bestimmen zu können. Er fand für jene 374,83 Meter in der Secunde, für diese aber 485,96 Meter. Da aber der Schall in der Nähe des Oberflächenmittelpunktes der Erschütterung vorausging, in grösserer Entfernung davon aber nachfolgte, so ergiebt sich hieraus nothwendig ein grösseres Maass der Dämpfung oder Verzögerung bei der Fortpflanzung durch den Erdboden für den Schall, als für die Bewegung. Ganz dasselbe Resultat ergab eine ähnliche Berechnung für das Erdbeben vom 26. August 1878.[2]) Wenn sich auch nicht mit Sicherheit feststellen liess, dass der Schall im Centrum der Bewegung vorausging, in grösserer Entfernung von demselben aber nachfolgte, so zeigte sich doch die grössere Geschwindigkeit des Schalles im centralen Theile mit Sicherheit darin, dass er hier dem Schalle vorausging. Wenn diese grössere Geschwindigkeit sich bis zu Ende gleich geblieben wäre, so hätte mit der Entfernung vom Oberflächencentrum das Intervall zwischen Geräusch und Bewegung immer grösser werden müssen. Da aber auch in den entferntesten Orten dasselbe durchaus als gleichzeitig mit der Erschütterung erscheint, so muss auch für dieses Erdbeben, wie für das vom Jahre 1877 der Schluss gezogen werden, dass der Schall auf seiner Bahn eine stärkere Verzögerung erlitten habe, als die Bewegung. Den Verzögerungscoefficienten bestimmte v. Lasaulx für das Erdbeben von 1877 zu 0,94, für das Erdbeben vom 26. Aug. 1878 ist derselbe nach Schumacher = 0,98. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Schalles beträgt für dieses letztere Erdbeben 310,2 Meter in der Secunde, die der Bewegung 302,16 Meter in der Secunde.

So viel aber kann aus dem ohne Zweifel nachgewiesenen verschiedenen Verhalten von Schall und Bewegung gefolgert werden, dass dasselbe das nicht immer gleiche Wechselverhältniss beider vollständig zu erklären vermag, dass in einzelnen Fällen die Elongation beider eine wesentlich verschiedene sein kann, so dass sowohl das Geräusch ohne die Bewegung, als auch die Bewegung ohne Geräusch in den äussersten Zonen des Erschütterungsgebietes wahrgenommen wird. Gleichwohl ist es der häufigere, nach dem Vorhergehenden auch natür-

[1]) Humboldt, Rel. hist. IV. pag. 17.

[2]) Die ausführliche Beschreibung dieses Erdbebens, welche von v. Lasaulx u. Dr. E. Schumacher ausgearbeitet worden, ist noch nicht publicirt. Verschiedene Resultate derselben werden jedoch hier schon mitgetheilt werden.

lichere Fall, dass das Geräusch nicht bis zu den äussersten Grenzen der Erschütterung vorzudringen vermag.

Auf das Verhältniss von Schall und Erschütterung und das Intervall in dem Eintritt beider für irgend einen Ort gründet sich auch noch eine Methode zur Bestimmung der Tiefe des Erregungsortes einer Erderschütterung, die wir jedoch hier nicht näher zu erörtern brauchen.[1])

Nicht ausgeschlossen ist endlich auch die Möglichkeit, dass der Austritt der Bewegung an die Oberfläche local eine Bewegung der Luft veranlasst, die als ein Windstoss, als ein Rauschen oder dergl. vernommen wird.

Endlich ist noch einer Aeusserung der Erdbebenbewegung zu gedenken, deren theoretische Erklärung ebenfalls keine Schwierigkeiten bereitet: die gleichzeitige bedeutende Wellenbewegung des Meeres oder auch anderer Wasserbecken im Bereiche erschütterter Gebiete der Erdoberfläche.

Die physikalischen Gründe für diese Erscheinung sind dieselben, die wir schon pag. 314 für lockere Massen auf fester Grundlage angeführt haben. Wenn eine leichte Erschütterung z. B. durch einen vorüberfahrenden Lastwagen ein Haus bewegt, so wird dieselbe sich an den mit Wasser gefüllten Gefässen im Hause ganz besonders sichtbar erweisen.

Bei dem Erdbeben vom 26. August 1878 ereignete sich ein Fall, der hier ein ganz besonders sprechendes Beispiel abgiebt. Auf dem Gerüste am Dombau zu Köln befand sich in einer Höhe von ca. 120 Meter über dem Boden ein mit Wasser gefülltes Fass, dessen obere Oeffnung ca. 1 Meter weit war. Aus demselben wurde das Wasser bis zu einer Entfernung von 2 Meter herausgeschleudert und zwar in einer so mächtigen Welle, dass die dadurch folgende Entleerung 8 Centim. Höhe vom Rande aus betrug.[2]) Am Domgerüste erfolgte keinerlei Beschädigung.

Wir erkennen hieraus, wie sich die Bewegung in der Wassermasse ungeheuer steigert und mit der Grösse des Wasserbeckens wird dieses Verhältniss wachsen. Schon ein Becken von 300 Meter Durchmesser von der gleichen Intensität eines Stosses getroffen, wie jenes, würde eine Welle über seinen Rand hinausgeworfen haben, die zurückfliessend die heftigsten Bewegungen der Wasser zur Folge gehabt hätte.

So erscheint es denn nun als eine mit den Dimensionen der Wasserbecken sich immer vergrössernde aber ganz natürliche Wirkung, wenn auch die Meere als Folge und in der Begleitung von Erderschütterungen, die die Wandungen dieser riesigen Wassergefässe bewegen, in heftige Erregung gerathen, gewaltige Wellen über ihre Ufer hinauswerfen und dadurch verheerendere Wirkungen ausüben, als die Erschütterungen selbst. Bei dem Zusammenhang und der vollkommenen Continuität des hierbei erregten leichtbeweglichen Mediums, des Meeres, pflanzt sich die einmal entstandene Fluthwelle weit über die von der Erschütterung selbst betroffenen Oberflächengebiete fort und erscheint noch sehr stark oft an den von dem erschütterten Continent in äusserster Entfernung liegenden Küstenpunkten einer anderen Hemisphäre. Auf die Erscheinungen selbst kommen wir noch zurück.

Wie aber bei dem Gefässe auf dem Kölner Domgerüste die Richtung, in

[1]) Vergl. bezügl. derselben: Falb, Gedanken und Studien über den Vulkanismus. Graz 1875, pag. 212 und v. Lasaulx, Das Erdbeben 1877. l. c. pag. 65, wo die Methode eingehend erörtert und zum ersten Male praktisch verwendet wird.

[2]) Schriftl. Mittheilung des Dombaumeisters Geh. Rath Voigtel an v. Lasaulx.

welcher die 2 Meter lange Fluthwelle herausgeschleudert wurde, die Richtung der durchgehenden Erschütterungswelle anzeigte, so können wir füglich auch für ein Meeresbecken annehmen, dass sich Verschiedenheiten für die einzelnen Küstenränder ergeben müssen, je nach der Richtung, mit der die Erschütterung diese bewegt. Es wird hiernach für den einen Rand ein Ueberströmen, für den anderen ein Zurückweichen der Meereswasser den Anfang der Bewegung bilden oder auch umgekehrt. Nur die Beziehung der Erscheinung zu der wahrgenommenen Stossrichtung auf dem Uferrande wird in den einzelnen Fällen die Erklärung geben.

II. Statistischer Theil.

Das einzige Mittel, eine möglichst exacte Beantwortung der geologisch wichtigsten Frage nach der Genesis der Erdbeben anzubahnen, besteht in der allseitig umfassenden Beschreibung der bei Erdbeben überhaupt beobachteten Erscheinungen, d. h. in einer allgemeinen Erdbebenstatistik. Nur auf Grundlage einer solchen wird man, frei von blos hypothetischer Speculation an die genetische Deutung des Erdbebenphänomens herangehen können.

Die Wichtigkeit der Erdbebenstatistik ist längst erkannt worden und eine ganze Zahl von Zusammenstellungen und Erdbebenchroniken liegen bereits vor.[1]) Erst seit Kurzem aber umfasst diese Statistik auch eine exactere Notirung der gesammten physikalischen Erscheinungen eines Erdbebens und legt das Hauptgewicht auf die Feststellung der wichtigsten Umstände, die wir füglich als die Elemente dieses Phänomens bezeichnen können. Verstehen wir darunter alle Formen und Umstände der Erscheinung, die für die Erkenntniss ihrer Genesis grundlegende Bedeutung haben, so können wir dieselben dann in zwei grosse Abtheilungen bringen: 1. Die inneren, physikalischen Erscheinungen der Erdbebenbewegung selbst. 2. Die äusseren Verhältnisse der Verbreitung und des Auftretens der Erdbeben in gewissen Gebieten und die bloss begleitenden, aber mehr oder weniger wichtigen Erscheinungen, die nicht mit der eigentlichen Bewegung direkt zusammenhängen.

Sonach hat eine Erdbebenstatistik sich zu erstrecken auf:

I. Innere Verhältnisse oder Erdhebenelemente insbesondere.

a) Art der Bewegung, Dauer, Zahl und Intervalle der einzelnen Oscillationen oder Stösse.
b) Richtung der Bewegung: centraler, axialer, lateraler Charakter; Gestalt des erregenden Herdes.
c) Oberflächliche Propagation, Intensität, Verhältniss von Wirkung und Verbreitung.
d) Verhältniss der Lage der Propagationsform zum Schichten- oder Gebirgsbau: longitudinales oder transversales Verhalten.
e) Emergenz der Bewegung; Tiefe und Lage des erregenden Ortes.
f) Schallphänomen.
g) Meeresbeben.

II. Aeussere Verhältnisse oder Erdbebenconjunctur.

h) Eintreten nach astronomischen Constellationen.
i) Vertheilung nach Jahreszeiten, klimatischen und barometrischen Einflüssen.
k) Auffallende begleitende, einen Causalzusammenhang verrathende Vorgänge.

[1]) Siehe Literatur am Schlusse des Artikels.

In derselben Reihenfolge sollen nun im Folgenden in der Kürze die wichtigsten Resultate der praktischen Erdbebenerforschung zusammengestellt und mit den im Vorhergehenden erörterten theoretischen Ergebnissen verglichen werden:

a) Für die Art und Zusammensetzung der Bewegung aus undulatorischen und succussorischen Componenten sind schon früher pag. 303 einige Beispiele angeführt worden, die aus der Beschreibung aller Erdbeben vermehrt werden können.

Die Anzahl der in einem einzelnen Falle gefühlten Oscillationen oder Stösse ist eine sehr verschiedene und oft recht gross. Das Erdbeben, welches am 26. März 1812 Caracas zerstörte, begann nach Humboldt mit einem 5—6 Secunden dauernden Stosse, der die Glocken bewegte; gleich darauf erfolgte der zweite Stoss, der doppelt so lange anhielt und den Boden in eine wallende Bewegung versetzte, endlich trat ein senkrechter Stoss von 3—4 Secunden ein, dem eine etwas längere undulatorische Bewegung folgte, worauf die Stadt zu einem Haufen von Trümmern und Leichen zusammenstürzte. Die ganze Zeit, welche die Bewegung brauchte, umfasst also kaum mehr wie 20 Secunden, und trotz der deutlichen Intervalle in den Stössen ist doch kein Zweifel möglich, dass dieselben alle einer und derselben Erregung entstammten und dass ihre Verschiedenheit nur darin beruhte, dass direkte und indirekte Bewegung, succussorische und undulatorische einander folgten.

Bei dem mitteldeutschen Erdbeben vom 6. März 1872 waren ebenfalls deutlich mehrere Erschütterungen wahrzunehmen; meist 2 Stösse oder Oscillationen, von denen bald die erstere, bald die letzte als die stärkere empfunden wurde. Das Zeitintervall war jedenfalls ein ganz kurzes; denn die Dauer der ganzen Erscheinung betrug nur ca. 5 Secunden. Auch diese Stösse sind nur als das Resultat eines einzigen Anstosses anzusehen.

Das Erdbeben von Herzogenrath vom 22. Oktober 1873 zeigte ebenfalls deutlich die Folge mehrerer getrennter Bewegungen; im centralen Theile desselben beginnt es mit verticalen Stössen, denen mehrere horizontale Oscillationen folgen. Die Dauer der ganzen Erschütterung betrug nur ca. 2½ Secunde.

Bei dem Erdbeben vom 24. Juni 1877 in derselben Gegend betrug die Dauer der Erschütterung nur ca. 3—4 Secunden und war gleichfalls aus mehreren deutlich unterscheidbaren Momenten componirt: stärkere Stösse, die Wirkung der direkt austretenden Bewegung, mit zwischenliegenden horizontalen Oscillationen, die grösstentheils als die indirekte Bewegung angesehen werden dürfen. Auch bei dem westdeutschen Erdbeben vom 26. August 1878 war dieses sehr bestimmt zu erkennen. Aus fast der Gesammtheit der darüber gesammelten Nachrichten geht unzweifelhaft hervor, dass diese Erschütterung aus zwei Phasen der Bewegung und jede wieder aus einer Reihe einzelner Oscillationen sich zusammensetzt. Da meist der Anfang in einer stoss- oder ruckartig auftretenden Bewegung bestand, der eine horizontal wellenförmige nachfolgte, so ist jene als die Folge der direkten Emersion, diese als indirekte Bewegung aufzufassen. Die Dauer der ganzen Erscheinung, die an vielen Orten mit schematischer Deutlichkeit verlief, mochte ca. 20 Secunden betragen.

In allen diesen Fällen tritt die theoretisch entwickelte Beschaffenheit der Erdbebenbewegung unzweifelhaft hervor. Trotz der Verschiedenartigkeit der Bewegung in ihren einzelnen Phasen ist sie immer demselben Anstosse entsprungen. Und nur in diesem Sinne kann man die Dauer eines Erdbebens bestimmen. Nicht richtig ist es, wie es zuweilen geschieht, von monatelanger Dauer eines Erd-

bebens zu sprechen; es liegt hierin eine Verwechselung mit einer Erdbebenperiode. Nicht ein einziger Anstoss erregt die oft lange Zeit anhaltenden, in häufiger Wiederholung auftretenden Beben einer solchen Periode; erneuerte, wenn auch genetisch mit einander in Verbindung stehende Erregungen, nicht einmal von derselben Stelle ausgehend, veranlassen in diesen Fällen die oft ungeheuer grosse Zahl einzelner Stösse.

Ausgezeichnete Beispiele solcher Erdbebenperioden sind viele bekannt. Die traurige Katastrophe, welche am 9. November 1880 Agram mit so schwerer Verheerung betroffen, war ein besonders intensiver Erdstoss aus einer langen Reihe von bald leichteren, bald stärkeren Erschütterungen, die vorausgingen und nachfolgten und noch im März des Jahres 1881 nicht ganz zur Ruhe gekommen waren.[1]) Auch das Erdbeben vom 1. März 1870 zu Klana im Karst war die stärkste Erschütterung einer Periode, die schon mit dem 27. Februar 1870 begann und am 8. Juli 1870 abschloss.

Eine der an einzelnen Erdbeben ganz besonders reichen Perioden ist die von Gross-Gerau in Hessen, die in den Jahren 1869 und 70 sich abspielte. Die früheste Erschütterung wurde am 12. Januar 1869 beobachtet, aber die eigentliche und heftigere Periode begann erst mit dem 30. Oktober 1869 und dauerte bis in den Januar 1870, vereinzelte Nachwirkungen sogar bis 1873. In dieser Zeit folgten die Erdbeben in oft ganz kurzen Zwischenräumen so zahlreich hintereinander, dass z. B. allein am 31. Oktober 1869 von einem zuverlässigen Beobachter 53 Stösse notirt wurden, von denen allerdings manche nur durch minutenlange Intervalle getrennt, bezüglich ihrer Selbstständigkeit zweifelhaft erscheinen.[2]) Es ist ganz unmöglich, alle Stösse im Einzelnen nach ihren Erschütterungsbezirken zu verfolgen. Aber soviel lässt sich doch aus den Beobachtungen erkennen, dass nicht alle genau dasselbe erregende Centrum besessen haben. War daher auch die eigentliche Ursache eine für die ganze Periode gemeinschaftliche, einmal wirkende, so wird doch für die einzelnen Erdstösse die Annahme einer getrennten, selbstständigen und ihren Ort verändernden Erregung nothwendig. Uebrigens zählen die gesammten Erdbeben dieser Periode von ca. 4 Monaten Dauer nach Hunderten.

Auch die Erdbeben von Herzogenrath von 1873 und 77, sowie das westdeutsche Erdbeben vom 26. August 1868 bezeichnen nur die Hauptstösse von Erdbebenperioden. Im Jahre 1873 begann eine solche am 28. September und dauerte bis in den Januar 1874 hinein. Sie erreichte ihre grösste Intensität in dem Erdbeben vom 22. Oktober; diesem gingen fast ebensoviele Erschütterungen voraus, als ihm nachfolgten. Dem Erdbeben vom 26. August 1878 gingen nur schwache unbestimmte Bebungen voraus, es war die erste und zugleich stärkste Aeusserung einer fast 9 Monate anhaltenden Erdbebenperiode. Schon am 26. August selbst wiederholten sich die Erschütterungen und in den nächst folgenden Tagen traten zahlreiche neue, leichte Beben ein. Erst nach Mitte September werden sie seltener, am 10. December steigern sie sich noch einmal zu einer gewissen Heftigkeit und treten dann in immer längeren Intervallen bis in den Mai 1879 hinein auf, fortwährend in demselben Gebiete, z. Th. auch um dasselbe Centrum herum.

Comrie, am südöstlichen Fusse des schottischen Hochlandes gelegen, Visp in Wallis in der Schweiz, Desenzano, am südlichen Ufer des Gardasees 1866 bis

[1]) Toula, Erdbebenfrage. pag. 14.

[2]) Nöggerath, Verh. des naturhist. Ver. f. Rheinl. und Westph. XXVII. 1870, pag. 50 ff.

1868, Montelone in Calabrien, wo im Jahre 1783 nicht weniger wie 949 Stösse stattfanden u. a. Orte sind früher für solche, aus zahlreichen Erdbeben bestehende Perioden bekannt geworden.[1])

Immer mehr zeigen aber auch alle in der neueren Zeit beobachteten Erdbeben, dass das gesellige Auftreten dieser Erscheinungen wohl als die Regel bezeichnet werden kann. Die Erdbeben von Chios im Jahre 1881, die von Ischia mit der zerstörenden Katastrophe am 4. März, die zahlreichen Erdbeben in der Schweiz in den Monaten November und December 1881 und Januar 1882, das Erdbeben vom 18. November 1881 in den westdeutschen Ländern mit vorhergehenden und nachfolgenden schwächeren Beben, alle bezeichnen Erdbebenperioden und keines derselben ist eine isolirte Erscheinung.

Die Stellung des stärksten oder Haupterdbebens in einer solchen Periode ist keineswegs zeitlich irgendwie übereinstimmend. Oft leitet der heftigste Stoss die Bewegung ein, oft scheint er sie abzuschliessen. Meistens aber steigen schwächere Erschütterungen bis zur stärksten Aeusserung hinan und folgen dieser mit allmählicher Abschwächung nach.

Diese allgemein zu beobachtende Erscheinungsweise der Erdbebenperioden schliesst von vornherein die Annahme solcher Ursachen aus, die nur eine einmalige gewaltsame Aeusserung zu erklären vermögen, wie es etwa bei gewaltigen Dampfexplosionen der Fall sein würde.

b) Ganz übereinstimmend nimmt man jedesmal, wenn eine Erderschütterung ein Gebiet bewegt, wahr, dass dieselbe einer bestimmten Richtung für jeden Ort folgt. Aus einer grösseren Zahl solcher Beobachtungen, wenn man dieselben auf einer Karte zu einem gemeinsamen Bilde einträgt, ergiebt sich der Charakter der Bewegung, die Lage und die Gestalt des centralen Theiles des erschütterten Oberflächengebietes. So ist denn bei einem Erdbeben in der Regel sehr bald die Gegend schon aus den wahrgenommenen Stossrichtungen erkannt, in der die Oberflächenmitte gelegen ist. Die gesteigerte Intensität der Wirkung im centralen Gebiete macht dieses weiterhin kenntlich. Man pflegt den centralen Theil des erschütterten Oberflächengebietes, in welchem die Wirkungen am stärksten gewesen sind, auch die p l e i s t o s e i s t e Z o n e zu nennen. Da aber mit der gesteigerten Wirkung die äusseren Zeichen sich vermehren, aus denen die Bestimmung der oberflächlichen Verbreitung am zuverlässigsten erfolgen kann, so ist die Gestalt und Lage der pleistoseisten Zone von ganz besonderer Bedeutung. Sie ist meist mit grosser Genauigkeit zu umgrenzen und in ihr das direkte Abbild des erregenden Ortes zu sehen.

So übereinstimmend in der Regel die Wahrnehmung einer Richtung ist, so wenig zuverlässig lässt sich der wirkliche Sinn derselben an und für sich, ohne helfende äussere Umstände fixiren. Es liegt das im Charakter der Wellenbewegung begründet, die zwar die Linie des Hin- und Herschwankens, aber nicht die Richtung sicher erkennen lässt, aus der die Welle kommt. Das Umfallen von Gegenständen, das Ueberlaufen gefüllter Wassergefässe u. dergl. m. gestatten eine genauere Angabe der wirklichen Stossrichtung. Dazu sind auch Apparate ersonnen worden: Seismometer, deren wir später noch besonders gedenken werden.

Auch üben die Gebäude nach ihrer Lage und Beschaffenheit vielfach störende, ablenkende Einflüsse auf die Wellenbewegung aus, die ein Erkennen der wirk-

[1]) Vergl. auch Toula, l. c. pag. 16, Fuchs, pag. 158 u. a.

[2]) Hoffmann, l. c. pag. 316.

lichen Richtung erschweren. Am besten ist dieselbe im Freien und unmittelbar im Erdbodon selbst zu beobachten.

Aber die Unzuverlässigkeit und Ungenauigkeit der Beobachtung am einzelnen Orte wird für die Bestimmung eines Erdbebens durch die grosse Zahl von Richtungsangaben einigermaassen ausgeglichen, die über ein erschüttertes Gebiet hin zu erlangen sind. Und so wird im Allgemeinen doch die Richtung das werthvollste topische Element bleiben, daraus die centrale Stelle der Oberflächenwirkungen zu finden.

So ist denn auch für eine grosse Zahl von Erdbeben unzweifelhaft festgestellt worden, dass dieselben von einer engbegrenzten, im Verhältnisse zur Ausdehnung fast als punktförmig zu bezeichnenden Stelle aus, strahlenförmig, wie die Radien vom Centrum eines Kreises aus, sich fortgepflanzt haben. Die als Linien auf einer Karte des erschütterten Gebietes aufgetragenen Stossrichtungen schneiden sich, entsprechend verlängert, alle oder grösstentheils in einem kleinen Oberflächenstücke.

Ueberaus schön liess sich diese Thatsache schon in den Verbreitungsverhältnissen des grossen Erdbebens von Calabrien 1783 nachweisen.

Der Hauptsitz und auch der Zeit nach der Anfangspunkt dieser furchtbaren Katastrophe war der südliche Theil von Calabrien. Die nächste Umgegend der Stadt Oppido bezeichnet die centrale Stelle; rings um diese war in einem Umkreis von 5½ geogr. Meilen alles von Grund aus zerstört worden. Eine irgendwie auffallende Streckung der pleistoseisten Zone war ebensowenig nachzuweisen, wie eine solche der Propagationsform überhaupt, die einen deutlich concentrisch kreisförmigen Verlauf genommen hat. Dieses Erdbeben besass demnach in der That einen vollkommen centralen Charakter.

Ganz unzweifelhaft spricht sich ein solcher auch in einzelnen der neueren Erdbeben aus.

Das Erdbeben von Kamionka, welches am 17. August 1875 Galizien erschütterte, zeigt nach der kartographischen Darstellung von Professor F. Kreutz[1]) einen so durchaus kreisförmigen Verlauf seiner pleistoseisten Zone, eine so bestimmt auf ein eng begrenztes, centrales Gebiet verweisende radiale Anordnung seiner Richtungsstrahlen, dass der etwas unregelmässige äusserste Contur des gesammten Erschütterungsgebietes überhaupt hiergegen nicht entscheiden, den durchaus centralen Charakter nicht verwischen kann.

Auch von den westdeutschen Erdbeben sind einige durchaus central. Bei der grossen Zahl von Beobachtungen, die in diesen Gegenden zur statistischen Feststellung der gesammten Verhältnisse zu erlangen waren,[2]) ergaben sich auch noch besondere Beziehungen. Es zeigte sich, dass die unsichersten und abweichendsten Angaben über die Richtung gerade aus dem centralen Theile des erschütterten Gebietes stammen.

Das war z. B. ganz besonders auffallend bei den zahlreichen Erdstössen von Gross-Gerau, die in diesem Orte selbst mit den allergrössten Schwankungen und Abweichungen bezüglich der Richtung von den Beobachtern geschildert wurden.[3]) Der Grund dafür ist nach dem pag. 303 Gesagten einzusehen: es herrscht hier überall die verticale Componente der Bewegung über die undulatorische vor.

---

[1]) polnische Abhandlung: Lemberg 1876.

[2]) Vergl. v. Lasaulx, Erdbeben 1873 u. 77 l. c.

[3]) Nöggerath, l. c. pag 82.

Aus grösserer Entfernung von der Mitte nehmen mit der mehr undulatorischen Bewegung auch die zutreffenden Richtungsangaben an Zahl zu.

Wenn auch die Form der Erschütterungsgebiete für die Erdbeben der Periode von Gross-Gerau z. Th. sehr wesentlich von der Kreisform abweicht, so ergiebt sich doch aus den Wirkungen, den Richtungen und Zeitangaben in allen Fällen der durchaus centrale Charakter dieser Beben.

Trotz der sehr verschiedenen Intensität und Ausdehnung der erschütterten Oberfläche, die bei dem heftigsten Stosse vom 1. November 1869 ca. 830 Quadrat-Meilen umfasste, in anderen Fällen nicht über den Bereich des Ortes Gross-Gerau selbst hinausgriff, blieb das Centrum unverändert in dem eng begrenzten Gebiete des genannten Ortes und mit überraschender Genauigkeit fügen sich die Erschütterungsgebiete aller einzelnen Stösse vollkommen concentrisch in einander. Meist liegt auch das Centrum in der That in der Mitte des Oberflächengebietes, so dass von diesem aus die Elongation nach allen Seiten eine nahezu gleiche ist.

Das westdeutsche Erdbeben vom 26. August 1878 ergiebt aus den Beobachtungen über die Stossrichtungen, deren 203 von ganz besonders verbürgten Beobachtern herrühren oder durch besondere äussere Wahrnehmungen unterstützt aus der ganzen grossen Zahl kritisch ausgelesen wurden, ebenfalls einen ganz entschieden centralen Charakter. Zieht man auf einer Karte diese 203 Stossrichtungen über das ganze Erschütterungsgebiet hin aus, so gehen die Verlängerungen des grössten Theiles derselben durch ein Gebiet, das mit einem Radius von nur 1 geog. Meile zu umschreiben ist. Im Verhältnisse zu der grossen Verbreitung der Erschütterung, die von Paris bis Hannover einerseits, von Strassburg bis Amsterdam andererseits gefühlt wurde, kann dieses Verhalten als vollkommen beweisend dafür gelten, dass der Erdbebenherd nur eine ganz geringe Ausdehnung besessen habe und keinenfalls eine axiale Streckung demselben eigenthümlich gewesen sei. Das bestätigen denn auch in einer Weise die genauen Beobachtungen über den Zeiteintritt der Erschütterung und der auffallende und mit grosser Sicherheit nachweisbare kreisförmige Verlauf der homoseisten Linien, dass keinerlei andere Deutung den einfachen und wohlbegründeten Schluss zu ändern vermag. Der centrale Charakter spricht sich endlich auch noch darin aus, dass in gleicher Weise wie bei der Erdbebenperiode von Gross-Gerau, auch dem westdeutschen Erdbeben vom 26. August 1788, dessen Oberflächenmittelpunkt in die Nähe des kleinen Ortes Tollhausen, nahe der Bahnstrecke Jülich-Elsdorf, im Reg.-Bezirke Aachen unter 50° 56′ 49″ nördl. Br. und 24° 10′ 56″ östl. L. gelegen war, noch einige sich abschwächende Erschütterungen von geringer Ausdehnung folgten, deren Sitz genau in dasselbe Gebiet fiel.

Als echt centrale Erdbeben sind endlich auch die meisten der auf den Abhängen thätiger vulkanischer Kegel während der Eruptionen eintretenden Erschütterungen charackterisirt, die allseitig als aus dem Schlote des Vulkans kommend empfunden werden und von diesem aus mehr oder weniger weit radial sich ausdehnen.

Bei vielen Erdbeben ergaben aber sowohl die Richtungsbeobachtungen als auch die ganze oberflächliche Verbreitungsform und insbesondere die Gestalt der pleistoseisten Zone die unzweifelhaft axiale Streckung des centralen Theiles.

Freilich, wenn wir bedenken, was pag. 316 über den Einfluss der Schichtenstellung auf die Propagation einer Erschütterung gesagt wurde, so werden wir nicht in allen Fällen bei nur geringen Abweichungen z. B. der pleistoseisten

Zone von der Kreisform daraus den axialen Charakter des Bebens als sicher erwiesen annehmen können.

Das Erdbeben von Herzogenrath vom 24. Juni 1873 zeigte im Allgemeinen ein recht auffallend centrales Verhalten; jedoch liess sowohl die pleistoseiste Zone als überhaupt das Oberflächengebiet unverkennbar eine elliptische Dehnung von SW. nach NO. erkennen. Diese liegt im Streichen der Schichten der Kohlenformation, in welcher das Erdbeben grösstentheils sich fortpflanzte. Es wäre daher immerhin möglich, dass die elliptische Gestalt seiner Propagation lediglich in den Fortpflanzungsverhältnissen und nicht in der Gestalt des erregenden Ortes ihren Grund habe.[1]

So giebt es noch mehrere Beispiele, bei denen die Oberflächenbeobachtung nicht ohne Weiteres als entscheidend für den Charakter eines Erdbebens gelten kann. In manchen Fällen aber ist gewiss die lineare Erstreckung des erregenden Ortes nicht so bedeutend, dass bei grosser Oberflächenausdehnung der Erschütterung dadurch sehr erhebliche Abweichungen von centralen Erscheinungen bewirkt werden.

Mit grosser Bestimmtheit tritt aber in anderen Fällen der axiale oder lineare Charakter eines Erdbebens hervor.

Schon das Erdbeben vom 23. Februar 1828, das die westdeutschen Gebiete und die Niederlande erschütterte, zeigte eine deutlich lang von W. nach O. gedehnte elliptische Gestalt der pleistoseisten Zone, die zwischen Brüssel, Lüttich, und Mastricht gelegen war.

Von dieser aus pflanzten sich die Stösse strahlenförmig mit z. Th. äusserst deutlich beobachtbaren Richtungen fort, die Hauptlängenerstreckung lag ebenfalls von W. nach O. im Allgemeinen dem Streichen des belgischen Thonschiefergebirges folgend. Alle zwischen Namur und Aachen von diesem Erdbeben heftiger bewegten Orte liegen in derselben Richtung und auch die einzelnen Orte, an denen es auf dem rechten Rheinufer fortsetzend bemerkt wurde.[2]

Mit grosser Bestimmtheit ergab sich eine Erdbebenachse, von NNW. bis SSO. gerichtet, für das niederösterreichische Erdbeben vom 3. Januar 1873, dessen pleistoseiste Zone, sowohl wie die oberflächliche Propagation überhaupt eine ganz ausgesprochen lang elliptische Gestalt besass.[3] Hier erscheint die Annahme einer linearen Gestalt des Erregungsortes fast unerlässlich. Von dieser Linie gingen auch die Beben vom 12. Juni 1875 aus, sowie auch die älteren Erschütterungen von 1590, sowie jene von 1768, welche über Leitmeritz bis nach Dresden ververspürt wurden.

Von den im Gebiete der österreichisch-ungarischen Länder in den letzten Jahrzehnten aufgetretenen Erdbeben haben eine Reihe weiterer einen ebenso ausgesprochen axialen Charakter ergeben, so dass es hiernach versucht worden ist, eine grössere Zahl von Erdbebenlinien zu ziehen, die in oftmaliger Wiederholung als Erdbebenachsen erscheinen, in der Weise, dass die eigentlichen Stosspunkte auf denselben Linien ein Wandern zeigen, das heisst, dass das einemal hier, das anderemal dort die Erschütterung ihren Anfang nimmt, bis auch wohl einmal wieder derselbe Punkt als Ausgang für eine solche dient.[4] Ein solches Wandern der Stosspunkte auf einer geraden Linie hatte wohl zuerst Dolomieu

[1] v. Lasaulx, l. c. pag. 44.

[2] Egen, Poggend. Ann. XIII. 153, XXV. 68.

[3] Suess, Denkschr. d. Kais. Akad. Bd. 33. pag. 61—98.

[4] Toula, l. c. pag. 62.

schon bei den grossen mehrfach erwähnten Erdbeben von Calabrien 1783 constatirt.[1]) Wir kommen darauf später noch zurück.

In grossartigem Maassstabe und mit einer gewissen Constanz erscheinen axiale Erderschütterungen von grosser Längsdehnung in den Gebieten der mächtigen Cordilleren-Kette des aequatorialen Amerika von Chili bis nach Mexico. Eine Reihe der furchtbarsten Erdbeben-Katastrophen sind aus jenen Gebieten bekannt und mit den Namen Lima, Callao, Riobamba, Quito, Pasto, Cumana, Caracas, Arica u. A. verknüpft. Alle diese Erdbeben folgten in ihrer Verbreitung den Richtungen der grossen Bergketten und betrafen sonach vorzüglich die Küstenstrecken. Das furchtbare Erdbeben, welches im Jahre 1746 Lima und die Hafenstadt Callao zerstörte, pflanzte sich von der Zone der grössten Zerstörungen aus nach den Aussagen der Wachtposten längs der Küstenlinie von N. nach S. und von S. nach N. hin fort.[2])

Eines der ausgezeichnetesten Beispiele für ein axiales Erdbeben von grosser Länge der Achse liefert dasjenige, welches am 4. Januar 1843 einen grossen Theil der vereinigten Staaten — von Natchez bis nach Jowa und von Süd-Carolina bis an die westlichen Staatengrenzen — erschütterte. Die Gebrüder Rogers[3]) haben eine Zusammenstellung aller über dieses Erdbeben bekannt gewordenen Beobachtungen geliefert und gezeigt, dass die Achse der Erschütterung durch eine Linie bestimmt wurde, welche in der Richtung NNO. nach SSW. von Cincinnati über Nashville nach der westlichen Grenze von Alabama läuft. Von dieser Achse aus pflanzte sich die Bewegung in lauter parallelen Linien beiderseitig fort, so dass die homoseisten Linien parallel zu der Achse verliefen und überall von der Achse aus einerseits die Richtung nach OSO., andererseits nach WNW. zu beobachten war. Auch die Fortpflanzungsgeschwindigkeit war auf den beiden Seiten dieser Achse keine erheblich verschiedene; Rogers erhielt dafür auf der Westseite der Achse 1816 Par. Fuss = 588,4 Meter in der Secunde, auf der Ostseite = 2724 Par. Fuss = 882,6 Meter. Die Verhältnisse entsprechen demnach genau denjenigen des im Vohergehenden gewählten (pag. 307) Beispiels von einem ins Wasser fallenden Stocke.

Während bei den bisher angeführten Erdbeben die centrale Lage der Oberflächenachse ganz besonders darin sich aussprach, dass von ihr aus die äussersten Erschütterungsgrenzen nach beiden Seiten in nahezu gleicher Entfernung und die pleistoseiste Zone auch wirklich oder doch nahezu in der Mitte des erschütterten Gebietes gelegen waren, ist bei anderen Erdbeben mit grosser Bestimmtheit sowohl die excentrische Lage der Oberflächenachse als auch die Ungleichheit in der Propagation zu beiden Seiten derselben erkannt worden. Es sind immer nur axiale Beben, die in dieser Weise auch zugleich eine einseitige, laterale Ausbildung zeigen.

Ein recht charakteristisches Beispiel dieser Art ist vielleicht das Erdbeben vom 8. Februar 1843 auf den Antillen, vornehmlich Guadeloupe gewesen, das seine Wirkungen bis nach Cayenne verspüren liess. Dass es ein axiales Beben war, ergaben die Untersuchungen von Deville und wird auch von Rogers bestätigt.[4])

Die Achse seiner Propagation war ungefähr von NW. nach SO. gerichtet.

[1]) Naumann, pag. 210.
[2]) Hoffmann, l. c. pag. 324.
[3]) Silliman, American Journal. Bd. 45. pag. 341.
[4]) Naumann, l. c. pag. 211.

verlief nach ROGERS etwa von den Bermuda-Inseln bis nach Cayenne. So hat das damalige Erdbeben auf den Antillen nur die auf der einen Seite der Achse stattgefundenen Undulationen in sich begriffen. Wäre die Bewegung mit der gleichen Intensität auch nach der nordöstlichen Seite der Achse erfolgt, so hätte sie gewiss in einem überaus heftigen Meeresbeben sich geäussert und nicht verborgen bleiben können.

Wenn man auf die Unterschiede in der Fortpflanzungsgeschwindigkeit zu beiden Seiten der Achse bei dem vorhin erwähnten nordamerikanischen Erdbeben ein grösseres Gewicht legen will, so würde damit auch für dieses ein lateraler Charakter nachgewiesen werden.

Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872 zeigt auffallend die excentrische Lage der pleistoseisten Zone und SEEBACH[1]) deutet diese Erscheinung als die Folge einer ungleichen Intensität auf beiden Seiten der übrigens kurzen Erdbebenachse. In diesem Falle bricht auch das Schallphänomen, das hier die Zone zweiter Stärke der Wirkungen charakterisirt, nach SW. zu so plötzlich und nahe am Oberflächenmittelpunkte ab, dass hiernach diese dem pleistoseisten Gebiete gegenüberliegende Gegend im relativen Erdbebenschatten sich befunden zu haben scheint.

Das kleine Erdbeben, das am 5. Oktober 1877 die sächsische Amtshauptmannschaft Dippoldiswalde erschüttert hat, stellt nach CREDNER[2]) in dem Erschütterungsgebiet eine gestreckte Ellipse dar, deren längere Achse etwa von Dresden nach Zinnwald reichte. Die Zone der höchsten Wirkungen steht quer zu dieser Achse und liegt ganz am südlichen Rande des erschütterten Gebietes, so dass es den Anschein hat, als ob von einer Linie aus die Bewegung gleichzeitig ausgegangen wäre und parallel vorzüglich nach N. sich fortgepflanzt hätte.

Auch das etwas bedeutendere voigtländisch-erzgebirgische Erdbeben vom 13. Nov. 1875, das gleichfalls CREDNER beschrieben hat[3]) und das er als linearzonal bezeichnet, scheint eine vorherrschend einseitige Richtung und entsprechende Wirkung gehabt zu haben.

Auch bei dem Erdbeben von Herzogenrath vom 24. Juni 1877 nimmt von der pleistoseisten Zone aus nach SW. die Intensität der Oberflächenerscheinungen sehr schnell ab, so dass die Bewegung sehr bald jenseits der belgischen Grenze ins Unmerkbare abgeschwächt ist, während nach NO. zu das Erschütterungsgebiet bis nach Westfalen hinein sich erstreckte.[4])

Einen ganz entschieden einseitigen Verlauf zeigt die Propagation des Erdbebens von Sillein in Ungarn vom 15. Januar 1858.[5]) Die pleistoseiste Zone liegt hier im Süden z. Th. ganz nahe der Grenze des überhaupt erschütterten Gebietes, das nicht über die Donau hinausreicht, während es nach Nordwesten weit bis nach Mähren, Böhmen und Schlesien bis über Breslau hinaus sich ausdehnte. Von dem bei Sillein gelegenen Oberflächenmittelpunkte aus war die Propagation nach NW. eine mehr als dreimal so grosse wie nach S. Die pleistoseiste Zone stellt eine von SSW.—NNO. gestreckte Ellipse dar. Wenn wir hieraus eine in diesem Sinne gelegene Achse des Bebens annehmen, so

[1]) SEEBACH, l. c. pag. 183.
[2]) Zeitschr. der ges. Naturwiss. 1878 I.
[3]) l. c. XLVIII. 1876. XI.
[4]) v. LASAULX, l. c. pag. 41.
[5]) L. H. JEITTELES, Sitz.-Ber. d. Kais. Akad. d. W. Wien 1859. Oktober.

würde weitaus der grösste Theil des erschütterten Gebietes auf die westliche Seite derselben zu liegen kommen.

Auch das Erdbeben von Klana im Karstgebirge vom 1. März 1870[1]) zeigt eine durchaus einseitige Lage der meist erschütterten Zone, die als eine lang gestreckte von SO.—NW. gerichtete Ellipse sich darstellt. Auf deren längeren Achse lag der eigentliche Oberflächenmittelpunkt stark nach Südosten gerückt, so dass die stärkste Elongation des Bebens im pleistoseisten Gebiete nach NW erfolgte. Die gesammte Propagationsform ist in ihrem Verlaufe wegen der westlich nahe gelegenen adriatischen Küste nicht genau zu bestimmen.

Das japanische Erdbeben von Tokio vom 22. Februar 1880, über welches eine ausführliche Arbeit von J. MILNE vorliegt,[2]) scheint ebenfalls einen ausgesprochen lateralen Charakter besessen zu haben. Die meist erschütterte Zone stellt eine Ellipse von 9 Meilen Länge und 4½ Meilen Breite dar, deren längere Achse fast normal auf der die Städte Yeddo und Yokohama verbindenden Linie, also von W.—O. gelegen ist, nahe der Küste der nördlichen Kadzusa. Diese Ellipse liegt aber zu dem Verbreitungsgebiet vollständig excentrisch, fast an der südlichen Grenze desselben, das nach NW. zu in weiter Ausdehnung sich erstreckt. In dieser Richtung und nach NNO. zu ist auch allenthalben die grössere Intensität der Wirkung zu notiren gewesen.

Und so wird das genauere Studium der Erdbeben noch für eine grössere Zahl ihren lateralen Charakter nachweisen lassen.

Uebrigens kommen auch laterale Erdbeben auf den Abhängen der Vulkane selbst vor. Die mehr oder weniger heftigen Erschütterungen, welche im Sommer 1879 als Folge der letzten Eruption des Aetna vom 31. Mai die östlichen Abhänge des Vulkans bis an die Küste erschütterten, hatten z. Th. ausgesprochen dieses Verhalten. Ein ganz besonders heftiger Stoss traf in der Nacht vom 16. zum 17. Juni die Gemeinden Acireale, Giarre, Zafferana Etnea mit heftiger Zerstörung. Das meist erschütterte Gebiet stellt eine Ellipse dar, deren längere Achse die Stosslinie bezeichnet, welche aus dem Centralkrater entspringend in ostsüdöstlicher Richtung zum Meere sich fortpflanzte. In dieser Achse war die Bewegung so heftig und mit solcher Kraft aufstossend, dass die Menschen vollkommen das Gefühl hatten, emporgeschleudert zu werden.[3])

c) Die Oberflächenwirkungen der Erdbeben sind bezüglich ihrer Intensität und Ausdehnung ausserordentlich verschieden. Keineswegs aber steht die Intensität der Wirkung im pleistoseisten Gebiete in einem bestimmten Verhältnisse zu der Elongation der Erschütterung.

Das Erdbeben von Lissabon vom 1. Nov. 1755 war vielleicht das von der grössten Verbreitung, bezüglich welcher überhaupt nur einigermaassen genaue Berichte aus jener Zeit bekannt sind. Wollte man diesen vollen Glauben schenken, so würde es einen Flächenraum bewegt haben, der Europa an Grösse fast viermal übertrifft, vielleicht den 13. Theil der Erdoberfläche nämlich 700000 geogr. □ Meilen. Selbst wenn wir das Erschütterungsgebiet auf die Hälfte reduciren, kommt doch diesem Erdbeben noch ein Elongationsradius von 4—500 geogr. Meilen zu. Auch das durch vollständige Verheerung ganzer Ortschaften ausgezeichnete pleistoseiste Gebiet besass eine grosse Ausdehnung, in Marokko gingen viele

[1]) STUR, Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanstalt. 1871, pag. 231—65.

[2]) Transactions of the seismological Society of Japan. Part. II. 1880, pag. 1. ff.

[3]) SILVESTRI, Rapporto sulla doppia eruzione e i terremoti dell' Etna 1879. Catania 1879. pag. 39.

Ortschaften zu Grunde, Madrid und andere Orte im Binnenlande wurden noch hart mitgenommen. Aber auch noch zu Brieg im Wallis geschah durch Einsturz von Häusern, Risse in den Mauern u. dergl. viel Schaden. Turin bebte ebenfalls so stark, dass man seinen Einsturz befürchtete. Ganz besonders aber zeigte sich die Propagation der Erschütterung an allen in ihrem Bereiche gelegenen Binnenseen, so den norditalienischen, den Schweizer Seen, dem Wenern-See in Schweden und im ganzen oceanischen Gebiete bis an die Küsten von Grossbritannien, Pommern, Afrika und hinüber bis zu den Inseln und Küsten von Amerika.[1])

Der ungeheuren Verbreitung entspricht also bei diesem Erdbeben auch die Intensität und Ausdehnung der verheerenden Wirkungen.

Am 16. Nov. 1827 ereignete sich ein Erdbeben, dessen Oberflächenmitte zu Bogota in Columbien gelegen war. Das Erdbeben ging von einer von Nordost nach Südwest gerichteten Achse aus. Längs einer Linie von 70 geogr. Meilen erfolgten fast durchweg die zerstörendsten Wirkungen, auf dem 15 geogr. Meilen langen Striche von Bogota bis Ibague soll kein Haus und keine Kirche unbeschädigt geblieben sein.[2])

Das Erdbeben vom 19. Nov. 1822 in Chile, der erste und heftigste Stoss einer längeren Erdbebenperiode, zerstörte zum grössten Theil die Städte Valparaiso, Melipilla, Quillotoa, Casablanca; nach Süden hin war Concepcion der entfernteste Punkt, wo man die Erschütterung empfand, sowie östlich von den Andes noch zu Mendoza und S. Juan, also über 20 Breitegrade, bei einer Ausdehnung von N. nach S. von ca. 1200 geogr. Meilen.[3])

Auch die peruanischen Erdbeben im August 1868, eine zwei Monate umfassende Periode, zeigten in einzelnen Stössen eine ganz ausserordentliche Ausdehnung. Der Stoss, der am 13. Aug. 1868 die Gegend von Arequipa und Tacna mit zerstörender Wirkung heimsuchte, pflanzte sich südlich bis Copiapo, nordlich bis Lima und östlich bis Paz fort.

Das Erdbeben von Cutch in Ostindien, welches am 16. Juni 1819 stattfand, hatte einen Elongationsradius von ca. 180 geogr. Meilen, das von Nepaul vom Jahre 1833 sogar einen solchen von 250 geogr. Meilen.

Auch das japanische Erdbeben von Tokio 1880 dehnte sich über ein Gebiet von ca. 120 geogr. Meilen Längserstreckung aus. Und doch ging in diesem Falle die Wirkung im meisterschütterten Gebiete nicht über den Einsturz ohnehin baufälliger Mauern oder Kamine hinaus.

Das Erdbeben in den Rheinlanden vom 29. Juli 1846, eines der bedeutenderen für diese Gegend, besass eine pleistoseiste Zone von 6 Meilen Radius, in welcher jedoch die Wirkungen nur im Einsturz von Schornsteinen, Herabfallen von Schiefern und Ziegeln von den Dächern u. dergl. bestanden, während der äusserste Erschütterungskreis einen Radius von 35 geogr. Meilen und einen Flächeninhalt von 384 geogr. □ Meilen darstellt.[4]) Das Verhältniss der pleistoseisten Zone zum Erschütterungsgebiete ist daher wie 1 : 34.

Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872 besass nach Seebach's Berechnung eine Ausdehnung über wenigstens 3100 geogr. □ Meilen. Die pleisto-

---

[1]) Hoffmann, l. c. pag. 397.

[2]) v. Hoff, Chronik II. pag. 273.

[3]) eod. pag. 180.

[4]) Nöggerath, Das Erdbeben vom Juli 1846. Bonn 1847.

seiste Zone, welche von der Grenze der Beschädigungen an Gebauden umzogen wird, umfasst nicht mehr als 25 geogr. □ Meilen. Das Verhältniss dieser zur gesammten erschütterten Oberfläche ist demnach hier wie 1 : 124.

In ganz übereinstimmender Weise sind die pleistoseisten Zonen bei den Erdbeben von Herzogenrath vom 22. Oktober 1873 und 24. Juni 1877, sowie bei dem westdeutschen Erdbeben vom 26. August 1878 bestimmt worden. Der gleiche Maasstab liegt ihnen zu Grunde und im Allgemeinen waren auch die Wirkungen nicht wesentlich verschieden.

Das Erdbeben vom 22. Oktober 1873 hat ein Oberflächengebiet von 1200 □ Meilen betroffen, seine pleistoseiste Zone hat einen Flächeninhalt von höchstens 6 □ Meilen, das Verhältniss dieser zum Gesammtgebiet ist demnach 1:200.

Bei dem Erdbeben vom 24. Juni 1877 ist die Ausdehnung eine geringere gewesen und dürfte kaum 1000 □ Meilen überstiegen haben. Auch das pleistoseiste Gebiet zeigte eine entsprechend geringere Oberfläche und umfasste nur ca. 4—5 □ Meilen. Das Verhältniss dieses zum Erschütterungsgebiete ist also nahezu das gleiche wie im vorhergehenden Falle.

Das Erdbeben vom 26. August 1878 hat eine sehr bedeutende Propagation besessen. Es dehnte sich nach W. bis Paris, nach O. bis über Hannover, nach N. bis Amsterdam und nach S. bis Strassburg aus. Der Elongationsradius beträgt 50,5 geographische Meilen und die erschütterte Oberfläche berechnet sich nach den thatsächlichen Beobachtungen auf ca. 3200 geogr. □ Meilen, steht also hierin dem mitteldeutschen Erdbeben vom 6. März 1872 nahezu gleich. Die pleistoseiste Zone dieses Erdbebens, wiederum durch Beschädigungen an Gebäuden, Esseneinstürze und dergl. charakterisirt, und nirgendwo kamen bedeutendere Zerstörungen vor, umfasst eine Oberfläche von ca. 75 geogr. □ Meilen. Pleistoseiste Zone und Erschütterungsgebiet zeigen demnach ein Verhätniss von 1:42,6.

Wesentlich anders hat sich das Verhältniss der Oberflächenwirkung zur Propagation bei anderen Erdbeben herausgestellt.

Bei dem mehrfach genannten Erdbeben von Calabrien von 1783 lassen sich die äusseren Grenzen des Erschütterungskreises durch einen Radius von 18 geogr. Meilen bestimmen, aber innerhalb desselben waren in einem Kreise von 5½ geogr. Meilen Halbmesser alle Dörfer und Städte vollkommen zu Boden geworfen und die Verheerung reichte bis Reggio und nach Messina hinüber. Hier vereinigt sich mit einem kleinen Elongationsradius die heftigste Zerstörung über das ganze Gebiet hin, das Erdbeben tödtete allein über 40000 Menschen. Ganz ähnliches Verhalten zeigen die Erdbeben von Melfi von 1851 und das furchtbare Erdbeben zu Riobamba am 4. Februar 1797, welches ebenfalls über 20000 Menschen das Leben kostete. Auf diese findet also ganz gewiss das Anwendung, was in dem theoretischen Theile pag. 312 gesagt wurde, dass diesen Erdbeben eine geringere Tiefe des erregenden Ortes zukomme.

Bei dem Erdbeben von Belluno vom 29. Juni 1873, welches an einzelnen Punkten vielleicht an Intensität der Wirkungen der furchtbaren Katastrophe von Calabrien vom Jahre 1783 nicht nachstand, war die grösste Zerstörung auf einen Raum von nur einer □ Meile Radius beschränkt, während in jenem Falle derselbe 5½ Meilen betrug. Dagegen war die Ausdehnung der erschütterten Oberfläche überhaupt eine vielfach grössere für das Erdbeben von Belluno. Dieselbe umfasste mindestens 4500 geogr. □ Meilen. Dies hebt denn auch schon vom Rath hervor, wenn er in seiner Schilderung dieses Erdbebens sagt: dass kaum

ein anderes Erdbeben bei einer so grossen Erschütterungsfläche ein gleich enge umgrenztes Zerstörungsgebiet darbieten möge. Den Schluss, den jener Forscher aber daraus ziehen zu dürfen glaubt, dass das erregende Centrum für dieses Erdbeben in nicht sehr grosser Tiefe gelegen habe, können wir nach unseren Erörterungen pag. 312 durchaus nicht als zutreffend erachten. Eine geringe Tiefe würde nur aus grosser Zerstörung und kleiner Propagation oder wenigstens aus einem richtigen Verhältnisse pleistoseister Wirkung und Gesammtoberfläche sich folgern lassen.

Ein sprechendes Beispiel dieser Art liegt aus der jüngsten Vergangenheit in dem Erdbeben von Ischia vor, das am 4. März 1881 um 1 Uhr 5 Min. Nachmittags Casamicciola in Trümmer warf und viele Menschen tödtete. Die Zone der grössten Zerstörung stellt eine Ellipse dar, die kaum eine □ Meile Oberfläche umfasst, die Erschütterung überhaupt aber hat sich nur sehr wenig ausserhalb der Insel fortgepflanzt, so dass auch die Erschütterungsfläche im Ganzen nur eine sehr geringe ist. In dem nahe gelegenen Neapel wurde sie nirgendwo mehr gespürt. Das ist also der Charakter des Erdbebens von Ischia: ganz aussergewöhnlich grosse Intensität bei einer auffallend geringen oberflächlichen Propagation. Daraus muss eine sehr geringe Tiefe des erregenden Ortes geschlossen werden.[1])

Die Beachtung dieser Verhältnisse für alle ferneren Erdbeben und die Vergleichung mit solchen, die durch gute Beobachtungen festgestellt sind, versprechen noch manche Aufklärung über die Genesis dieser Erscheinungen.

d) Die engen Beziehungen der Erdbebendistricte zu der orographischen und geognostischen Gestaltung der Continente tritt schon in den älteren Schilderungen unverkennbar hervor. Dass die vorzüglichen Erschütterungszonen der Erde ganz besonders längs der Kettengebirge sich hinziehen, ist eine längst bekannte Thatsache, sowie ebenso, dass sie den Bruchrändern der aus dem Meere aufragenden Festlandsmassen folgen. In diesem Sinne fallen sie auch mit den Zonen vulkanischer Aeusserung zusammen. Die ganze Westküste von Amerika ist in dieser Hinsicht doppelt ausgezeichnet; dem continentalen Bruchrande folgt in nicht grosser Entfernung ein mächtiges Kettengebirge. Die Küstendistricte Süd-Amerika's gehören zu den meist und best erschütterten Ländern. Auch die Erdbeben in Süd-Italien und Sicilien, die häufigen Erschütterungen am Süd- und Nordrande der Alpen, die zu Zeiten zahlreichen Erdbeben der Pyrenäen, die Erschütterungen am südl. Fusse der schottischen Hochlande oder am nördlichen Abhange der Ardenner- und Eifelgebirgszüge gegen die Niederlande hin bestätigen alle diesen Zusammenhang der Erdbeben mit den Grenzen der Kettengebirge gegen das Tiefland oder das Meer hin, d. h. also mit den Bruchrändern, längs derer sich die Differenzirung in Hoch und Tief vollzogen hat.

Nur selten treten Erschütterungen dagegen in solchen Gebieten ein, wo die auf grosse Strecken hin tafelartige und ungestörte orographische Ausbildung, meist auch mit einer einfachen geologisch-stratigraphischen Entwicklung verbunden, vorherrschen.

Die weiten Ebenen des nördlichen Europa von Nord-Deutschland durch Russland bis in die Gegend des Baikalsees werden von Peschel ganz treffend als solche bezeichnet, in denen der tiefste Erdfriede herrscht, und auch Süd-Afrika und Australien scheinen zu den friedfertigsten Stellen unseres Planeten gerechnet werden zu dürfen.

[1]) v. Lasaulx, Das Erdbeben von Casamicciola. Zeitschrift »Humboldt« 1882. I. 1.

Aber die Beziehungen zu den Verhältnissen des Gebirgsbaues und zu dem geognostischen Verhalten sind bei einer ganzen Reihe von Erdbeben doch noch in viel bestimmterer Weise erkannt worden.

Für die Erdbeben in den Pyrenäen hatte schon PALASSOU[1]) ausdrücklich nachgewiesen, dass dieselben ganz gewöhnlich der deutlich ausgesprochenen Richtung der Gebirgskette von WNW.—OSO. folgen und zwar am häufigsten an der Südseite, seltener innerhalb der Kette und auf der Nordseite. GRAY[2]) hatte den gleichen Nachweis für englische Erdbeben insbesondere das vom 18. Nov. 1795 erbracht, dass auch diese der Hauptstreichungslinie der englischen Gebirgsreihen folgen. In gleicher Weise waren andererseits, wenn auch seltener, Erdbeben bekannt geworden, die quer über eine Gebirgskette sich fortgepflanzt hatten, wie z. B. das Erdbeben vom 8. Oktober 1828, welches die Apenninenkette durchquerte und von Voghera über die Bochetta nach Genua die Richtung nahm. Der Begriff der longitudinalen und transversalen Erdbeben stand also schon längst in gewissem Sinne fest; aber erst die neuere Erdbebenforschung hat diesen Bezeichnungen einen bestimmten Sinn gegeben.

SUESS[3]) war es, der durch seine Untersuchungen über die Erdbeben von Nieder-Oesterreich und jener im südlichen Italien zuerst wieder auf die grosse Bedeutung der Stosslinien bei den Erdbeben aufmerksam machte. Er wiess nach, dass die niederösterreichischen Erdbeben immer gewissen Richtungen folgen, welche SUESS Erdbebenlinien nennt. Diese verlaufen entweder quer durch die Alpen resp. ihre Ausläufer, das heisst sie stehen normal auf der Streichrichtung der Gebirgskette und sind dann als transversale Erdbebenlinien zu bezeichnen, oder sie sind der Streichrichtung parallel gerichtet und werden dann longitudinal genannt.

Im weiteren Verlauf der Erdbebenerforschung hat sich dann immer mehr ergeben, dass diese Erdbebenlinien, die z. Th. auch mit dem zusammenfallen, was wir im Vorhergehenden Erdbebenachsen genannt haben, nach Lage und Verlauf direkt auf solche Spalten oder Klüfte verweisen, längs deren in den Gebirgen nachweislich mehr oder weniger bedeutende Verschiebungen, Bewegungen, Berstungen und Zerreissungen stattgefunden haben.

Eine solche Linie ist die Erschütterungsachse der niederösterreichischen Erdbeben vom 3. Januar 1873, vom 12 Juni 1875 und älterer Beben von 1590 und 1768. Sie geht von Brünn am Steinfelde in der Nähe von Wiener-Neustadt aus und verläuft über Altlengbach nach Horn, der Furche des Kampflusses folgend. SUESS bezeichnet diese daher auch als die Kamplinie. Da sie die Ausläufer der Alpen durchquert, ist sie eine transversale Linie, die gleichwohl tief in das böhmische Massiv hineingreift.[4])

Einen ähnlichen Verlauf hat auch die ebenfalls transversale Achse des vorhin schon einmal angeführten Erdbebens von Sillein an der oberen Waag; dieselbe greift quer über die westlichen Karpathen bis nach Breslau hinüber.

Mit der vorhin genannten Kamplinie kreuzt sich in der Nähe von Wiener Neustadt eine andere, die am östlichen Rande der Alpen von Gloggnitz bis Wien gezogen werden kann und durch eine grössere Zahl von Erschütterungen, deren Achse in dieselbe fallen, charakterisirt ist. Zahlreiche Thermalquellen, die ihren

[1]) LEONH, Taschenbuch 1822, pag. 90.
[2]) GILBERT's Annal. IV., pag. 59.
[3]) Denkschr. d. A. d. W. Wien 1873 u. 1873.
[4]) TOULA, l. c. pag. 56.

Verlaufe folgen, geben ihr die Bezeichnung Thermenlinie. Die Kreuzstelle derselben mit der Kamplinie ist im Laufe der letzten Jahrhunderte ganz besonders häufig das Centrum für Erderschütterungen gewesen.

Auch die Untersuchungen Bittner's über das Erdbeben von Belluno (29. Juni 1873)[1]) haben zu dem Ergebnisse geführt, dass eine Spalte bei Belluno in nordöstlicher Richtung und eine zweite, mit dieser parallel etwas weiter östlich am See von S. Croce verlaufen müsse, welche als die Achsen der Bewegungen und als Sitz der erregenden Ursache anzusehen seien. Hier fällt diese Erdbebenlinie denn in der That auch mit einer geognostisch nachweisbaren grossen Verwerfungs- und Verschiebungskluft zusammen. Am See von S. Croce, der auf dieser Linie liegt, erscheint eine ganze, wohl ausgeprägte Schichtenfolge, von der oberen Kreide bis zum mittleren Tertiär um ein Bedeutendes schräg gegen das Schichtenstreichen verschoben. Das Beben von Belluno muss als ein transversales Alpenerdbeben bezeichnet werden.

In gleicher Weise wurde in vollkommen präciser Weise für die beiden Erdbeben von Herzogenrath der Nachweis geliefert,[2]) dass ihre Oberflächencentren genau über dem Durchstreichen einer durch den Bergbau in ihrem Verlaufe festgestellten grossen Verwerfungskluft gelegen sind, dem sog. Feldbiss, welcher die Steinkohlenformation des Wurmreviers bei Aachen quer zum Streichen durchsetzt. Die zahlreichen in diesem Gebiete auftretenden Erschütterungen schwanken so gut wie ausnahmslos mit ihren Oberflächenmittelpunkten in einer Zone, die man etwa von zwei Linien begrenzt denken kann, eine westliche Herzogenrath-Eschweiler und eine östliche Aachen-Cornelymünster.

Diese von NW.—SO. gerichtete schmale Zone schliesst die grössten der in der Steinkohlenformation erschlossenen Verwerfungen, die in dem gleichen Sinne streichen, ein. Auf ihnen, als transversalen Erdbebenlinien, wandern die erregenden Stösse hin und her. Wäre ein häufigeres Auftreten von Erschütterungen mit Oberflächencentren weiter westlich oder östlich, im Streichen des Steinkohlengebirges aber ausserhalb jener Zonen gelegen, überhaupt bekannt, so könnte möglicherweise auch die Mitwirkung longitudinal gerichteter Stosslinien angenommen werden. Höfer[3]) hat durch ziemlich willkürliche Deutung der zeitlichen Propagation der Erdbeben von Herzogenrath nachzuweisen versucht, dass bei Aachen z. Th. transversal, z. Th. longitudinal verlaufende Spalten die Herde dieser Erdbeben gewesen sind. Mit dem sehr bestimmt aus den Richtungen sich ergebenden Centrum der Bewegung, das keinesfalls eine grössere Ausdehnung besessen hat, sowie auch mit der Lage der pleistoseisten Zone dieser Erdbeben ist eine solche Annahme nicht recht vereinbar. Ebenso wenig ist irgendwie geognostisch ein Beweis für das wirkliche Vorhandensein ausgedehnter longitudinaler Spalten zu erbringen. Die durch den Bergbau erschlossenen Ueberschiebungen dieser Art verlaufen immer nur local zwischen den grösseren transversalen Klüften und sind nicht über dieselben hindurchsetzend bekannt, wirklich nachgewiesen überhaupt nur westlich der genannten grossen Hauptverwerfungsspalte des Feldbiss, welche die Steinkohlenmulde der Worm östlich fast durchweg abschneidet.[4])

Für die genannten Erdbeben jenes Gebietes bei Aachen kann daher die

[1]) Sitzber. der k. k. Akad. der Wiss. Bd. 29. Vergl. auch Toula, l. c. pag. 57.

[2]) v. Lasaulx, l. c.

[3]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1878. pag. 467.

[4]) Vergl. Wagner, Flötzkarte des Steinkohlenbeckens an der Worm. 1881.

Erdbebenlinie als eine transversale, mit der grössten hier bekannten Verwerfung fast stets coincidirende, bezeichnet werden.

Für Erdbeben, deren Mittelpunkt weiter nach Westen in Belgien oder Nord-Frankreich gelegen wäre, könnte füglich die grosse Verschiebung, die man als Faille du Midi bezeichnet, als Ort der Erregung gelten. Das Erdbeben von 1828 mag vielleicht hierhin gehören. Sonst sind Erdbeben in diesen Gebieten überaus selten, so dass es nicht wohl möglich erscheint, eine longitudinale Stosslinie zu ziehen.

Eine andere weithin fortsetzende Erdbebenlinie ist dann aber weiter östlich jedenfalls vorhanden, die wir ihrem Verlaufe nach als die Rheinthallinie bezeichnen können. Eine grosse Zahl von Erdbeben von grösserer und kleinerer Ausdehnung sind im Rheinthale abwärts von Bingen bis in die Gegend von Düsseldorf in diesem Jahrhundert beobachtet worden. Die Mittelpunkte derselben liegen alle ziemlich genau oder doch sehr nahe auf einer Linie, die durch die Punkte Bingen-Cleve bezeichnet wird.

Die genauer fixirten Erdbeben dieser Linie sind unter anderen:

1807, 11. Sept. Neuwied und Umgegend.
1807, 22. Dec. Düsseldorf und Umgegend.
1809, 2. Juli. Düsseldorf.
1812, 13. Mai. Zülpich b. Köln.
1823, December. Mühlheim a. Rh.
1824, 22. December. Alfter b. Bonn.
1825, 2. Februar. Bonn.
1828, 27. Nov. Bonn.
1830, 28. Dec. Coblenz.
1834, 17. Dec. Andernach.
1837—38 mehrere Erschütterungen um Coblenz herum.
1840, bei Obermendig und Düsseldorf.
1841, 22. März. Coblenz.
1841, Düsseldorf.
1842, 25. Mai. Bonn und Düsseldorf.
1842, 13. Oktob. Neuwied.
1845, 12. Oktob. St. Goar.
1846, 29. Juli. Zwischen St. Goar u. Kochem.
1847, St. Goar.
1853, 18. Febr. Bacherach.
1856, 6. Dec. Mehlem.
1868, 17. Nov. Bergheim.
1869, 17. März. Siegburg.
1878, 26. August. Tollhausen b. Bergheim.
1881, 18. Nov. Gegend von Düsseldorf.

Diese Reihe ist keineswegs erschöpfend; die angegebenen Orte bezeichnen jedesmal die Mittelpunkte der erschütterten, oft nur ganz localen Bezirke, manche Erdbeben hatten aber auch eine grössere Ausdehnung. Die gemeinsame Erdbebenlinie scheint aber auch schon durch die angeführten Beben hinlänglich documentirt; das Wandern und zeitweise Zurückkehren zu denselben Mittelpunkten spricht sich ganz unverkennbar darin aus. Bezüglich des Streichens der Gebirgsschichten ist diese Erdbebenlinie als transversale zu bezeichnen; eine ihr entsprechende, grosse Verwerfungskluft, die etwa die Bildung des Rheinthales quer durch die Schichten hindurch in seinen ersten Anfängen bedingt hätte, ist geognostisch nicht nachgewiesen, wenngleich sie an und für sich nicht unwahrschein-

lich ist. Bemerkenswerth erscheint noch, dass wenn man die grosse longitudinale Verwerfung, die sog. faille du midi pag. 335, nach Osten zu sich verlängert denkt, der Schnittpunkt derselben mit der hypothetischen Rheinthalspalte in die Gegend von Düsseldorf-Bergheim fällt, in der ziemlich häufig Erdbeben sich ereignen.

Auch die beiden vorhin schon erwähnten (pag. 328) sächsischen Erdbeben fallen in Gebiete, in denen die grossartigsten Verwerfungen und Verschiebungen nachgewiesen sind. Das voigtländisch-erzgebirgische Erdbeben vom 23. Nov. 1875 bezeichnet Suess als ein longitudinales Erzgebirgsbeben, weil seine Erschütterungsachse nach Nordnordost verläuft, also im Streichen des Erzgebirges liegt.[1])

Von ganz besonderem Interesse sind die Untersuchungen, welche die schweizerische Erdbebencommission an den zahlreichen in der Schweiz auftretenden Erderschütterungen der Zeitperiode vom Nov. 1879 bis Ende 1880 angestellt hat. Es fanden in diesen 14 Monaten 69 getrennte Beben statt, von denen einzelne aus mehreren oft durch Stunden oder Tage getrennten Erschütterungen bestanden.

Neun dieser Erdbeben hatten eine grössere Ausdehnung, während die übrigen nur von lokaler Wirkung waren.[2]) Nur die ersteren gestatteten Beobachtungen, die für die hier in Rede stehende Frage von Bedeutung sind.

Das Jurabeben bestand aus einer Reihe von Stössen, die vom 4.—12. December 1879 dauerten. Die 3 heftigsten fielen auf den 4. und 5. December. Sie folgen vorwiegend der Längsrichtung der Jurakette und der Stoss am 5. Dec. 2 Uhr 31 Min. 30 Sek. Nachmittags geht durch das ganze Gebirge hindurch. Die Stossrichtung liegt gleichfalls vorherrschend im Streichen des Jura. Hiernach kann dieses Erdbeben als ein jurassisches longitudinales Beben mit longitudinaler Stossrichtung bezeichnet werden.

Das Erdbeben von Graubündten vom 7. Januar 1880 war ein Querbeben mit zur Gebirgsrichtung transversal gestreckter Erschütterungszone und ebenfalls transversaler Stossrichtung.

Das alpin-jurassische Beben vom 28. Juni 1880 bestand aus 3 getrennten an demselben Tage sich folgenden Erderschütterungen. Deutlich liess sich ein inneres oval umgrenztes Gebiet erkennen, in welchem die Intensität am stärksten war. Die Längsachse desselben war der Jurakette parallel gerichtet. Das gesammte erschütterte Oberflächengebiet zeigt eine ähnliche Streckung; die Längsachse desselben mass ca. 65 Kilometer und war ebenfalls der Streichrichtung von Alpen und Jura parallel. Dagegen wurden die Stossrichtungen überwiegend transversal empfunden. Es ist dieses sonach ein Longitudinalbeben am Südrande des Jura mit transversaler Stossrichtung.

Das Schweizerbeben vom 4. Juli 1880 durchsetzte quer die Alpen. Es war sonach ein Transversalbeben. Auf weite Strecken wurde der Anfang der Erschütterung gleichzeitig verspürt, daher deutlich axial. Ein von einem Centrum ausgehendes radiales Ausstrahlen der Bewegung konnte daher auch nicht beobachtet werden.

Es sind sonach bei den Schweizer Erdbeben zu unterscheiden.

1. Longitudinale Beben (das erschütterte Gebiet bildet eine dem Streichen parallel gestreckte Zone) mit longitudinaler Stossrichtung. (Die Richtung des Stosses wird überwiegend parallel zum Streichen wahrgenommen).
2. Longitudinale Beben mit transversaler Stossrichtung.
3. Transversale Beben mit longitudinaler und
4. Transversale Beben mit transversaler Stossrichtung.

[1]) Toula, l. c. pag. 60.

[2]) A. Heim, Ausland 1882. No. 4.

Während sich ein Theil der Erscheinungen durch die pag. 307 und 317 gegebenen theoretischen Betrachtungen über die Stellung der Achse eines Erdbebens zum Schichtenbau auch bei der Annahme einer grösstentheils nur durch elastische Fortpflanzuug geschehenen Verbreitung wohl erklären lässt, sind doch vornehmlich die Erdbeben der 1. und 4. Art, d. h. solche, bei denen die Stossrichtung der axialen Streckung parallel gerichtet ist, ohne Zweifel noch durch andere Umstände bedingt. Hier ist der überwiegende Einfluss, den die Achse der Erschütterung auf die Stossrichtung ausübt, ein solcher, dass Heim mit Recht darin eine direkte Abbildung der Gestalt des Stossherdes erblickt und daher eine primäre, nicht durch gewöhnliche Fortpflanzung bewirkte Ausdehnung eines Bebens, neben der meist in geringerem Maasse eintretenden secundären, bloss elastischen Fortpflanzung annehmen zu müssen glaubt.

Denken wir uns beispielsweise eine schmale, langgestreckte Zone der Erdrinde auf irgend eine Weise in einer Richtung schiebend bewegt, so würde durch diese Bewegung fast ausschliesslich eine solche primäre Erschütterungswirkung hervorgebracht werden. Nur von den Rändern der bewegten Zone aus würden untergeordnet auch elastische Erregungen ausgehen.

Wird demnach durch eine transversale Verschiebung ein Stoss bewirkt, so liegt die primäre Erschütterung ebenfalls quer zur Schichtung, während die von hier aus fortgepflanzte Bewegung in der Streichrichtung der Schichten und Gebirgsfalten verläuft.

Uebrigens hat man nun auch schon an aussereuropäischen Erdbeben ähnliche Beziehungen erkannt. Wynne hat in einem Bericht über das Erdbeben im Pendschab am 2. März 1878 die Gleichzeitigkeit des Auftretens der Erschütterung auf weite Strecken hin nachgewiesen und daraus den Schluss gezogen, dass die Schwingungen längs einer ausgedehnten Linie ihren Anfang genommen hätten[1].

Für das Erdbeben von Tokio vom 22. Febr. 1880, das vorhin (pag. 330) schon einmal angeführt und als laterales Beben bezeichnet wurde, glaubt Milne den Ursprung in eine neu gebildete Spalte verlegen zu sollen, welche von Ost nach West parallel der Hügelkette ihren Verlauf nehme, die Kadzusa und Awa durchzieht. Diese Spalte würde darnach auch parallel gestellt sein zu den zahlreichen in diesem Gebiete auftretenden Verwerfungen. Da die Stossrichtung eine vorherrschend nach N. gerichtete war, so würde hiernach ein longitudinales Beben mit transversaler Stossrichtung vorliegen. Die eigenthümliche Form des erschütterten Gebietes und auch das doch theilweise beobachtete Auseinandergehen der Stossrichtung in zwei auf einander normalen Richtungen, wie es in der von Milne entworfenen Karte hervortritt, würde für dieses Erdbeben fast den Gedanken nahelegen, dass es ein combinirtes gewesen, d. h. dass gleichzeitig eine longitudinale und eine transversale Spalte als erregender Herd anzusehen seien.

Dass auch solche Fälle in Wirklichkeit vorkommen und dass sonach das Schema, nach welchem die Erdbeben rubricirt werden können, noch ein an Gliedern reicheres wird, als es oben für die Schweizer Beben aufgestellt wurde, ist ganz gewiss. Um so bedeutungsvoller aber wird die genaue und in alle Details mit der grössten Sorgfalt eindringende Untersuchung einzelner Erdbeben auf Grund möglichst umfassender statistischer Erhebungen. Erst dann wird es möglich werden, die gewonnenen Resultate zusammenfassend, ein System der Erdbeben aufzustellen.

[1]) Toula, l. c. pag. 61.

Vor Allem ist hierbei die voreilige Verallgemeinerung der bisher immer nur vereinzelt vorliegenden, wirklich exact und mit ausreichendem statistischem Material begründeten Ergebnisse der Erdbebenerforschung zu vermeiden. Durch den unzweifelhaft erkannten Zusammenhang vieler Erdbeben mit gewissen zum Gebirgsbau in Beziehung stehenden Linien, wie er im Vorhergehenden an einer Reihe von Beispielen dargethan wurde, ist man veranlasst worden, nun auch aus nur lückenhaft, keineswegs sicher begründeten Beziehungen Erdbebenlinien zu construiren und ist darin gewiss zu weit gegangen. Das dürfte z. B, ganz besonders von einzelnen der zahlreichen Erdbebenlinien gelten, welche HÖFER[1]) quer durch die Alpen und die österreichischen Länder hindurch zieht und mit erstaunlicher Kühnheit auf weite Strecken hin verlängert, wo nur einmal erregte Gegenden für solche von irgend einem anderen erschütterten Gebiete ausgehende Linien Schnittpunkte darbieten. So werden Linien, welche z. Th. in der That beobachteten Verhältnissen entsprechen, in ihrem weiteren Verlaufe zu rein willkürlichen Constructionen. Die Laibacher Nordweststosslinie ist wohl begründet und lässt sich auch im Schichtenbau der dinarischen Gebirgsfalten einigermaassen wahrscheinlich machen. Wenn aber nun daraus eine Erdbebenlinie Laibach-Cöln construirt wird, so fehlt für deren seismische Continuität noch jeder Beweis, sie ist einstweilen eine blosse Luftlinie.

So stehen denn auch über Zulässigkeit eines grossen Theiles der Erdbebenlinien, auch wenn sie nicht gerade so weit über den Boden der Beobachtung hinausgreifen, die österreichischen Geologen untereinander noch sehr im Widerspruch. Dieselben scheinen in der That um so mehr eine noch exactere Begründung zu erheischen, als die Theorie, auf welcher vorzüglich die Annahme eines Theiles dieser Erdbebenlinien beruht, die Theorie einer stauenden Kraft, welche innerhalb der östlichen Alpen im Allgemeinen von Süd nach Nord gerichtet und jetzt noch thätig sei, wonach also ein in diesem Sinne gerichteter einseitiger Schub den Gebirgsbau der Alpen bedingt habe, durch die neuesten Ergebnisse der geologischen Kartirungsarbeiten in den südlichen Alpen einstweilen keineswegs eine sichere Begründung findet.

Aber das eine Hochbedeutsame für die Erdbebenlehre steht doch fest, dass für viele Beben der Herd mit erkannten und nachweisbaren Spalten im Gebirgsbaue zusammenfällt.

Bei andern Erdbeben ist dieses thatsächlich nicht nachgewiesen. Für die Erdbeben von Gross-Gerau, lokale Erschütterungen in den norddeutschen Tieflanden z. B. der Lüneburger Heide und der Gegend von Stassfurt, für viele kleineren Erdbeben der Schweiz, für das vorhin erwähnte Erdbeben von Ischia u. a. treten dagegen andere Beziehungen zu Tage.

Für diese liegt der Ausgangspunkt der Erschütterung in Gebieten, die aus leichtlöslichen Gesteinen bestehen, in denen die Bildung von Hohlräumen durch Auslaugung und Auswaschung durchaus plausibel erscheint. Der Zusammenbruch solcher, eine zeitlang sich tragender unterirdischer Gewölbe, der entweder mit plötzlicher Senkung oder mit allmählichem stossweise erfolgendem Zusammenrutschen erfolgen kann, ist die erregende Ursache für Erdbeben. VOLGER hat wohl zuerst die Möglichkeit der Bildung solcher unterirdischer Hohlräume für gewisse Gebiete nachgewiesen.[2]) Allerdings hatte schon vor ihm G. BISCHOFF,

[1]) Denkschrift d. k. k. Akad. d. Wissensch. 1880.

[2]) Untersuchungen über das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz, 3 Bände, Gotha 1856, und Erde und Ewigkeit. Frankfurt 1857, pag. 260.

die Auflösung und Fortführung von Gyps u. a. leichtlöslichen Gesteinen, wodurch die Unterlage ganzer Schichten weggewaschen werden kann, als Ursache von Senkungen und Einstürzen hervorgehoben.[1])

Für die Soolen des Lüneburger Steinsalzgebirges rechnet man aus, dass diese pro Jahr etwa eine Million Centner Kochsalz dem Boden entführen, dass es also nicht Wunder nehmen könne, dass dort Erdfälle, Senkungen von Gebäuden u. dergl. nichts seltenes sind.

In ähnlicher Weise lassen sich für die Quellen, welche vornehmlich an verschiedenen Stellen aus den Gebirgen hervorbrechen, welche das Becken von Mainz umsäumen, die Quellen von Nauheim, Homburg, Wiesbaden, Kreuznach u. a. die ungeheure Menge gelöster Bestandtheile berechnen, die dem Boden mit dem Wasser entsteigen und sonach die Bildung von grossen Hohlräumen in nicht allzugrosser Tiefe unter der Oberfläche wenigstens wahrscheinlich machen. Besonders für die Schweiz, für welche VOLGER über zwölfhundert Erdbeben notirte und Nachrichten darüber sammelte, glaubte er auf das Bestimmteste zu erkennen, dass erstens gewisse Gegenden vorzugsweise Erdbeben in ihrem Schoosse erzeugen und dass an solchen diese Ereignisse von Zeit zu Zeit sich wiederholen. Zweitens, dass diese Oertlichkeiten sämmtlich den Gebieten angehören, deren Schichtenbau vorzugsweise reich ist an Kalk- und Gypsgesteinen, während dagegen die Gebiete, welchen derartige auflöslichere Schichten mangeln, nur selten Erderschütterungen erleiden und meistens nachweislich nur von jenen gewohnheitsmässigen Stossgebieten aus in Mitleidenschaft gezogen worden sind.

Die Grösse der Auflösung illustrirt er durch das Beispiel der Lorenz-Quelle des Leuker Bades, die in einem Jahre über 200 Cubikmeter Gyps in Lösung zu Tage bringt und in der Zeit von 600 Jahren einen Hohlraum in die Gebirge auszulaugen vermöge, der etwa bei einem Fuss Höhe eine Ausdehnung von $\frac{1}{16}$ Quadratmeile besitze. Da die über demselben lagernde Gebirgsmasse einen ganz gewaltigen Druck ausübt, so sei es daher begreiflich, wenn in Wallis von Zeit zu Zeit Erdbeben sich ereignen, bald geringere, bald mächtigere. Neben der einen Quelle laugen aber noch 19 andere die unterirdischen Gypslager aus.[2])

Die Möglichkeit grossartiger Einstürze erhält in den Alpen aber auch durch andere Beobachtungen noch neue Stützen. Für den am Fusse der Zugspitze gelegenen Alpensee hat A. PENK die überzeugenden Beweise erlangt, dass er ein Einsturzbecken sei. Ohne Zweifel werden bei genauerer Detailerforschung ähnliche Thatsachen sich mehren.

Auch auf Ischia, das ebenfalls häufig von Erdbeben heimgesucht wird, die in gar keiner nachweislichen Beziehung stehen zu dem vulkanischen Centrum dieser Insel, dem M. Epomeo, liegen ähnliche Verhältnisse vor. Der Boden der Insel besteht in einiger Tiefe aus starken Schichten thonigen Mergels der sog. Creta, einer nachtertiären Bildung, unter welcher die tertiären Kalksteine zu erwarten sind, die wir im nahen Capri und anderswo aufragen sehen. Gerade an ihnen zeigen sich aber auch die deutlichsten Anzeichen tiefgehender Auflösung. Die höhlenreichen Wände von Capri und die grotesk zerfressenen Felsen sind dafür allbekannte Belege.

Sind aber einerseits leicht lösliche Gesteine als Basis von Ischia anzunehmen, so fehlen andererseits nicht die intensivsten Agentien zur Auslaugung.

[1]) Geologie. I. Aufl. Bd. I, pag. 542.

[2]) TOULA, l. c. pag. 47.

Fast 20 heisse Quellen treten an verschiedenen Stellen der Insel zu Tage, alle mehr oder weniger reichlich beladen mit aufgelösten Salzen. Die Quelle von S. Restituta enthält in 100 Kubikzoll Wasser sogar 27,7 Gramm fester Bestandtheile.[1]) Wenn also in einer Stunde nur 100 Kubikmeter Wasser aus dieser Quelle entströmen, würden sie stündlich 77 Kilo aufgelöster Bestandtheile aus der Tiefe emporbringen; zehntausend Kubikmeter Wasser also schon die ansehnliche Menge von 7700 Kilo oder 38½ Centner.[2])

Auch für Ischia liegt also wie für manche Beben der Schweiz die Coincidenz des Stossgebietes mit solchen Schichten vor, in denen der Zusammenbruch von gebildeten Höhlungen nicht unwahrscheinlich ist.

O. Fraas bringt auch die oft sehr verheerenden Erdbeben im Jordanthale in Beziehung zu den zahlreichen Höhlen im Gebirge Juda, Ephraim und längs des Flusslaufes.[3])

Auch das von Höhlen unterminirte Hochplateau des Karst wird häufig von lokalisirten Erschütterungen heimgesucht.

Endlich aber ist für zahlreiche Beben, allerdings meist von geringerer Intensität und Verbreitung auch das erschütterte Gebiet in der nächsten Umgebung eines thätigen Vulkanes gelegen, meist in concentrischen Zonen denselben umspannend und zeitlich zusammentreffend mit gewissen Erscheinungen einer vulkanischen Eruption. Der Umstand, der immer in erster Linie nachgewiesen sein muss, dass der Mittel- und Ausgangspunkt der Erschütterung auch in das Centrum der vulkanischen Action, den Schlot des Vulkanes selbst falle, ist dann häufig unzweifelhaft festzustellen.

Da es Erdbeben giebt, in deren Bereich vulkanische Kegel liegen, ohne dass sie in irgend einem direkten Zusammenhang mit jenen erscheinen; so ist der ganz bestimmte Nachweis des gemeinschaftlichen Herdes durchaus unerlässlich. Am Aetna werden häufig Erschütterungen beobachtet, deren Centrum im Val di Noto gelegen ist; hier fehlt der centrale Connex, wenngleich das erschütterte Gebiet sich über die Flanken des Vulkanes erstreckt.

e) Nur von einer kleinen Zahl von Erdbeben liegen bis jetzt Beobachtungen und Berechnungen über die Emergenz der Bewegung und die Tiefe des erregenden Herdes vor.

In der folgenden Tabelle sind die wichtigsten derselben zugleich mit den für sie berechneten Fortpflanzungsgeschwindigkeiten zusammengestellt.

	Tiefe in Meter			Fortpflanzungsgeschwindigkeit	
	Minim.	Mittel.	Maxim.	i. d. Min. geogr. M.	i. d. Sec. Meter.
1. Rhein. Erdbeben 29. Juli 1846 (Schmidt) . .		38806		4,59	567,6
2. Neapolit. Erdbeben 15. Dez. 1857. (Mallet) .	5102	9275	15037	2,1	259,7
3. Erdbeben von Sillein 15. Jan. 1858 (Schmidt) .		26266		1,66	206
4. Mitteldeutsch. Erdbeben v. 6. März 1872 (v. Seebach)	14394	17956	21592	6	742
5. Erdbeben v. Herzogenrath 22. Okt. 1873 (v. Lasaulx)	5045	11130	17214	2,67	360,2
6. Erdbeben v. Herzogenrath 24. Juni 1877 (v. Lasaulx)		27113		3,85	474,83
7. Westdeutsches Erdbeben vom 26. August 1878 (v. Lasaulx u. Schumacher)		8880		2,45	302,16

[1]) C. W. C. Fuchs, Die Insel Ischia. Tschermaks Mitteilungen 1872, pag. 199 ff.

[2]) v. Lasaulx, Das Erdbeben von Ischia. Humboldt 1882. Heft I. 1.

[3]) Aus dem Orient. Stuttgart 1867, pag. 78.

Die angeführten Werthe sind nach den im theoretischen Theile erörterten Methoden gefunden worden. Aus der Emergenz direkt sind die Werthe für die Tiefe unter 2 und 4 bestimmt, die Werthe 5—7 nach der Methode der Zeitangaben (pag. 308). Freilich gestattet diese nur dann eine Anwendung, wenn das Erdbeben ein centrales gewesen. Bei den unter 5—7 angeführten war dieses in der That mehr oder weniger zutreffend; denn sowohl aus der Propagationsform, aus den zahlreichen Richtungsangaben als auch der mit der allergrösster Sorgfalt vorgenommenen Construction der gleichzeitig erschütterten Homoseisten, die ganz besonders bei dem westdeutschen Erdbeben vom 26. August 1878 mit auffallender und keinenfalls irgendwie anders zu deutender Regelmässigkeit als Kreise sich ergaben, folgte der centrale Charakter dieser Erdbeben. Es kann daher eine gewisse Bedeutung diesen Werthen unter keinen Umständen abgesprochen werden.

Für das letztgenannte Erdbeben ist zudem der angegebene Tiefenwerth noch durch eine trefflich begründete Angabe über die direkt beobachtete Emergenz des Stosses unterstützt. Herr Prof. Dr. LUTHER, Director der Sternwarte zu Düsseldorf, giebt an, dass der Tiefenwinkel der Erschütterung unter dem Horizont höchstens 10° betragen habe. Berechnet man hieraus nach der pag. 308 gegebenen Formel, indem $D = 5$ und $e = 10$ gesetzt wird, den Werth für h so erhält man 0,9 geogr. Meilen oder 4560 Meter; ein Maximalwerth für die Tiefe des Erregungsortes, der mit dem oben unter 7 angegebenen nach SEEBACH's Methode berechneten doch ausserordentlich nahe übereinstimmt; dieser letztere Werth setzt einen Emersionswinkel für Düsseldorf von 13° voraus. Wäre die Tiefe h des Erregungsortes 5 Meilen gewesen, so hätte die Emergenz in Düsseldorf schon 45° betragen.

Bei einem am 4. October 1870 zu Catania beobachteten Erdbeben schätzte v. LASAULX den Emersionswinkel des damals ebenfalls auffallend flach austretenden undulatorischen Stosses auf höchstens 15°. Die späteren Feststellungen über das Erdbeben ergaben, dass der Mittelpunkt desselben in der Nähe von Mineo gelegen habe, welches von Catania in gerader Linie ca. 45 Kilometer entfernt liegt. Hiernach würde die Tiefe 12000 Meter (abgerundet) betragen haben.

Für das oben (pag. 330) angeführte Erdbeben von Tokio in Japan vom 22. Februar 1880 giebt MILNE an, dass der Winkel, unter dem die Bewegung zu Yokohama austrat, etwa zwischen 10—18° gelegen habe, das würde für den erregenden Ort eine Tiefe von 4500 bis höchstens 8800 Meter ergeben.

Nun kann man nach den pag. 313 angestellten theoretischen Betrachtungen aber noch aus anderen Verhältnissen auf die geringe Tiefe des Herdes schliessen.

Die grosse Intensität der Wirkungen an der Oberfläche im Gegensatze zu dem so überaus beschränkten Verbreitungsgebiete machen z. B. für das Erdbeben vom 4. März 1881 auf Ischia eine ausserordentlieh geringe Tiefe wahrscheinlich, die vielleicht kaum 1000 Meter betragen möchte.[1]) In der gleichen Weise findet ein solcher Schluss Anwendung auf die Erdbeben von 1783 in Calabrien.

Unzweifelhaft ergiebt sich aber auch aus allen jenen Beobachtungen nothwendig eine nicht allzubedeutende Tiefe der erregenden Stelle, die in der oberflächlichen Propagation noch deutliche Anzeigen von der Gestalt des Herdes erkennen lassen, die darin also gewissermaassen ein Abbild des letzteren conserviren. Denn je tiefer der erregende Ort liegt, um so weniger erscheint es möglich, dass die

[1]) V. LASAULX, l. c.

primäre Stosswirkung unmittelbar an der Oberfläche zum Ausdruck kommt. Durch die nothwendig hinzutretende elastische Fortpflanzung wird die Gestalt des Herdes mehr und mehr verwischt werden.

Nach allen bisher an Erdbeben gemachten Beobachtungen kann das als das übereinstimmende Resultat bezeichnet werden, dass alle Erderschütterungen nach Ursache und Verlauf rein peripherische Erscheinungen des Erdkörpers sind, dass ihr Sitz nur in Gesteinen und Schichtensystemen gelegen ist, die wir in ihren aufragenden und emporgefalteten Theilen auch an der Erdoberfläche kennen.

f) Die Schallphänomene sind fast bei allen Erdbeben beobachtet worden und wenn auch die Art derselben manchmal recht verschieden angegeben wird, so ist doch überwiegend der Vergleich mit solchen Geräuschen, die auch an der Erdoberfläche in Begleitung von erschütternden Vorgängen wahrgenommen werden. Man bezeichnet es als donnerähnliches Rollen, als dumpfes Poltern, ähnlich dem Rasseln eines schwer beladenen Lastwagens, der über Steinpflaster dahinfährt. Viele Wahrnehmungen sprechen dafür, dass auch die Stärke dieses Schalles in geradem Verhältnisse steht zu der Stärke der Erschütterung, die es begleitet. In allen an Erdbeben reichen Ländern ist es bekannt: die Italiener nennen es rombo, in Süd-Amerika heisst es bramido, bei den Slowaken im Gebiete des Neutragebirges: Hucene.

An vielen Orten wird ein solches Geräusch auch ohne wahrnehmbare Erschütterung vernommen, so auf der Hochebene von Quito, in Mexico u. a.[1]) Ein merkwürdiges Beispiel dieser Art waren die kanonenschussähnlichen Donner, die im März 1822 an der dalmatischen Küste und auf den Inseln gehört wurden und mehrere Jahre andauerten. Nur einige waren mit schwachen Erdstössen verbunden.

In allen Fällen aber scheint dieses Geräusch die im vorhergehenden pag. 318 gemachten theoretischen Voraussetzungen zu bestätigen. Seinem Auftreten ist bei der ferneren Beobachtung von Erdbeben ebenfalls eine grössere Aufmerksamkeit zuzuwenden.

g) Ueber die in Begleitung von Erdbeben sich ereignenden Erdbebenfluthen der Meere liegen ebenfalls schon ältere Beobachtungen vor. Während der mit der Eruption des Monte nuovo bei Puzzuoli, am 27. Sept. 1538 verbundenen Erdbeben zog sich das Meer soweit zurück, dass fast der ganze Golf von Bajä trocken lag.

So erhob sich auch, etwa eine Stunde nach den ersten heftigen Stössen des Erdbebens von Lissabon, das Meer plötzlich vor den Mündungen des Tajo, stieg sehr rasch bis zu 12 Meter Höhe über den höchsten Fluthstand, stürzte sich in die Strassen der Stadt und verursachte dort grosse Verwüstungen. Ebenso schnell stürzte diese Fluthwoge wieder zurück, und noch drei bis vier Mal folgte ein verheerendes Hin- und Herwogen. An zahlreichen Küstenstellen des Atlantischen Oceans wurde dieselbe Erscheinung mehr oder weniger heftig beobachtet, so namentlich bei Cadix, auf Madeira, den Azorischen Inseln, in Grossbritannien und sogar auf den kleinen Antillen. Auf Barbados schwoll das Meer bis zu 6 Meter über seinen Mittelstand, auf Madeira fluthete es vier bis fünf Mal zu 4 Meter Höhe empor, an den Küsten von Cornwall noch zu 2—3 Meter.[2])

[1]) Humboldt, Relat. hist. II. 289.

[2]) v. Hoff, Gesch. d. Veränderungen. Bd. II., pag. 276.

Bei dem Erdbeben, welches am 20. Februar 1836 Chile fürchterlich heimsuchte und Valdivia und Conception zerstörte, zog sich das Meer zuerst zurück und stürzte dann mit gewaltiger Hochfluth in die Küstengebiete.

Aehnliche Beispiele sind noch mehrere bekannt, aber erst die neueren Erscheinungen dieser Art eingehender studirt und in ihrem Verlaufe festgestellt worden.

Das Erdbeben vom 13. August 1868, welches an der Westküste von Süd-Amerika erfolgte, hat im pacifischen Ocean ein solches Fluthphänomen veranlasst, das sich über die ganze Oberfläche dieses ungeheuren Meeres, das fast $\frac{1}{3}$ der gesammten Erdoberfläche einnimmt, ausdehnte.

v. HOCHSTETTER hat diesen Vorgang näher untersucht und geschildert und dabei interessante Resultate erhalten.[1])

Das Erdbeben erstreckte sich über ungefähr 14 Breitengrade und hatte somit eine Elongation von ca. 100 geogr. Meilen (210 Meilen Durchmesser). Mit der grössten Intensität wirkten die Stösse im Gebiete der unglücklichen Städte Islay, Arequipa, Tracna, Arica und Iquique, welche in Schutthaufen verwandelt wurden. Es unterliegt keinem Zweifel, dass das Gebiet, welches diese Städte umfasst, als das Abbild des Stossherdes gelten kann. Es ist das Erdbeben ein axial-longitudinales (auf die Anden bezogen) aber mit transversaler Stossrichtung gewesen.

Die von der Achse des Bebens, deren Mitte etwa bei Arica gelegen war, ausgehende Bewegung war Veranlassung zur Bildung concentrischer Wellenkreise, die sich nach allen Richtungen gegen S. u. N. und ebenso gegen W. bis zu den Küsten von Neuseeland, Australien und Japan fortpflanzten. Jede der 3 Schwingungen des Erdbebens war mit einer Fluthwoge verbunden.

Die Welle hatte in den verschiedenen Richtungen verschiedene Geschwindigkeit der Fortbewegung. Folgende Tabelle zeigt deren genauere Werthe:

Weg der Welle.	Entfernung in Seemeilen.	Zeitdauer der Reise.	Geschwindigkeit per Stunde in Seemeilen.[2])
Von Arica bis Valdivia	1420	$5^h\ 0^m$	284
„ „ bis New-Castle	7380	$16^h\ 2^m$	319
„ „ nach den Chataminseln	5520	$15^h\ 19^m$	360
„ „ nach der Insel Oparo 144°17 w. L. u. 27°40 s. Br.	4057	$11^h\ 11^m$	362
„ „ bis Honolulu	5580	$12^h\ 37^m$	442

Die verschiedene Geschwindigkeit in den einzelnen Richtungen erklärt sich aus den verschiedenen Meerestiefen, da die ganze Wassermasse an derselben Theil nahm, nicht nur die Oberfläche, wie bei den Windwellen.

So stimmt denn auch die verschiedene Geschwindigkeit dieser Erdbebenfluthwelle mit der Mondfluthwelle überein, die aus einer ganz ähnlichen Bewegung besteht. So braucht z. B. die Erdbebenwelle bis nach New-Castle, Samoa-Inseln, $16^h\ 2^m$, die Mondfluthwelle 16^h; bis nach Honolulu $12^h\ 37$, die Mondwelle 13^h.

Auch das Erdbeben von Simoda-Japan vom 23. December 1854 hatte schon ähnliche Resultate ergeben. Eine gewaltige Woge überschwemmte dabei das Land und kam nach $12\frac{1}{2}$ Stunden an der californischen Küste an, die 4810 See-

[1]) Sitzungsber. d. Kaiserl. Akad. d. Wiss. 1868 Nov. u. 1869 No. 4.

[2]) 4 Seemeilen = 1 geogr. Meile = 7420 Meter.

meilen entfernt ist; sie hatte demnach 360 Seemeilen in der Stunde zurückgelegt.[1])

Aehnliche Ergebnisse lieferte die Untersuchung von E. Geinitz[2]) an der Fluthwelle, die im pacifischen Ocean durch das Erdbeben von Iquique am 9. Mai 1877 erregt wurde. Auch bei dieser Gelegenheit waren die durch das wenige Minuten nach dem Erdbeben mit 20 Meter hohen Wellen erfolgende Hereinbrechen des Meeres verursachten Zerstörungen und Verwüstungen furchtbarer, als die durch das Erdbeben selbst angestifteten. Die von Hochstetter gefundene Geschwindigkeits-Uebereinstimmung mit der Fluthwelle der Gezeiten wurde bestätigt. Dieselbe ist von der Meerestiefe abhängig und variirt zwischen 165 Meter und 220 Meter pro Secunde. Auch in diesem Falle war, wie bei dem Erdbeben vom 13. August 1868, zuerst eine gegen das Land eindringende Fluthwelle beobachtet worden.

h i) Schon Humboldt that den Ausspruch, dass fast immerdar an irgend einem Punkte die Erde erbebt; wie gross die Zahl der Erderschütterungen überhaupt ist, geht aus den verschiedenen Zusammenstellungen hervor, die für einzelne Zeiträume und Länder alle überhaupt beobachteten Erdbeben registriren. In der Zeit von 7 Jahren 1850—57 ereigneten sich nach Dr. K. E. Kluge's Zusammenstellung nicht weniger als 4620 Erderschütterungen, also fast zwei auf den Tag.[3])

Aus solchen statistischen Erdbebentabellen haben sich dann aber auch andere Beziehungen ergeben. Von den Erdbeben, die Kluge zusammenstellte, sind 3818 auf der nördlichen, 802 auf der südlichen Erdhalbkugel verspürt worden. Der Grund dieses auffallenden Unterschiedes liegt gewiss nur darin, dass ein grosser Theil zumal der unbedeutenderen Erschütterungen der südl. Hemisphäre nicht notirt wurden. Denn sonst sind ja besonders erdbebenreiche Gegenden z. Th. gerade in dieser gelegen.

Kluge's Zusammenstellung bestätigte auch die schon von v. Hoff gefundene Beziehung, wonach die Erdbeben zahlreicher in den Wintermonaten Oktober bis März, als in den Sommermonaten von April bis September sich ereignen.

Die von v. Hoff für den zehnjährigen Zeitraum von 1821—31 in dem nördlich der Alpen gelegenem Theile Europa's aufgezeichneten Erdbeben[4]) vertheilen sich: für Herbst und Winter 77, für Frühling und Sommer 38, also für die Monate Oktober bis März doppelt so viele als für die übrigen.

Nach Kluge stellt sich folgendes Verhältniss heraus:

	Oktober-März	April-Sept.
auf der nördl. Halbkugel	948	862
auf der südl. Halbkugel	337	300.

Dasselbe Ergebniss liefert auch der Erdbeben-Katalog von Rob. Mallet,[5]) welcher die Erdbeben von 1606—1858 umfasst.

Merian hat alle Erdbeben zusammengestellt, die in Basel bis zum Jahre 1836

[1]) Fuchs, Erdbeben. pag. 169.

[2]) Petermann's geogr. Mitth. 1877, pag. 454.

[3]) Dr. K. E. Kluge, Ueber die Ursachen der in den Jahren 1850—57 stattgef. Erdbeben. pag. 74.

[4]) Poggd. Annal. XXXIV. 104.

[5]) Earthquake Catalogue. London 1858.

beobachtet wurden und findet daraus für die Wintermonate 80, für die Sommermonate 40.

Milne hat eine Tabelle von 139 schottischen und 116 englischen Erdbeben entworfen und als Durchschnitte gefunden:

Allgemeines monatl. Mittel	21,2	Erdbeben
Mittel der Sommermonate	16,1	„
Mittel der Wintermonate	26,3	„

Volger hat 1230 Erdbeben, welche er als in der Schweiz und ihren Nachbarländern beobachtete aufgezeichnet hatte, nach den Jahreszeiten geordnet. Darnach ereigneten sich

im Winter 461, im Sommer 141,
im Frühling 315, im Herbst 313.

Nach Lancaster[1]) wurden von 1638 bis 1870 in Neu-England 272 Erdbebentage verzeichnet, von denen 178 auf die Wintermonate, dagegen nur 86 auf die Sommermonate fallen. Die Maxima der Frequenz fallen in die Monate Februar und November, die Minima in die Monate April und September.

Die umfassendsten Zusammenstellungen dieser Art verdankt man dem unermüdlichen Eifer von Alexis Perrey in Dijon.

Er hat 182 vom 16.—19. Jahrhundert im Bassin des Rhônethales, 529 vom 9. Jahrhundert bis zum Jahre 1844 im Rhein- und Moselbassin, 170 vom 5. Jahrhundert bis 1844 im Donaubecken, 1020 vom 4.—19. Jahrhundert in Italien und Savoyen und 656 vom 4. Jahrhundert bis zum Jahre 1843 in Frankreich, Belgien und Holland beobachtete Erdbeben zusammengestellt, wobei sich folgende Vertheilung auf die Jahreszeiten ergab:

	Fruhling.	Sommer.	Herbst.	Winter.	Frühling u. Sommer.	Herbst u. Winter.
1. Rhonebassin	32	35	53	62	67	115
2. Rhein und Maas . .	103	115	165	160	204	325
3. Donaubassin . . .	60	67	67	76	127	143
4. Italien und Savoyen .	259	206	248	307	465	555
5. Frankr., Belgien, Holland	133	137	186	200	270	386

Darnach ist unverkennbar der Winter diejenige Zeit, welche die grösste Zahl von Erdbeben aufzuweisen hat.

Dasselbe Resultat folgt aus den allgemeineren von Perrey gegebenen Zusammenstellungen. Darnach ergiebt sich folgende Vertheilung nach den Jahreszeiten:

Erdbeben von	Frühling.	Sommer.	Herbst.	Winter.	Frühling u. Sommer.	Herbst u. Winter
306—1844	646	673	784	876	1319	1660
1801—1843	169	224	230	291	393	521

Hiernach würde sich für die Menge der Erdbeben einestheils in Frühling und Sommer, anderntheils in Herbst und Winter das Verhältniss ergeben wie 3 : 4.

Die 2979 Erdbeben der Zeit von 306—1844 vertheilen sich auf die meteorologischen Jahreszeiten (21. März bis 21. Juni u. s. f.) folgendermaassen.

Frühling	Sommer	Herbst	Winter
710	653	705	911[2])

[1]) Ausland 1874, pag. 219.

[2]) Naumann's Geognosie. Bd. I., pag. 202.

Aehnliche Verhältnisse ergeben auch die verdienstvollen Erdbebenzusammenstellungen, welche C. W. C. Fuchs seit einer Reihe von Jahren jährlich publicirt.[1])

Aus den Tabellen von Al. Perrey ergeben sich zum ersten Male die merkwürdigen Beziehungen zu der Constellation des Mondes und der Sonne zur Erde. Perrey gelangte schon zu den Resultaten:

1. Dass die Erdbeben häufiger um die Zeit der Syzygien, als um die Zeit der Quadraturen vorkommen (erstere Voll- und Neumond, letztere erstes und letztes Viertel).

2. Dass sie häufiger eintreten, wenn sich der Mond im Perigäo, als wenn er sich im Apogäo befindet (Erdnähe und Erdferne).

3. Dass an jeder erschütterten Stelle die Stösse zahlreicher erfolgen, wenn sich der Mond gerade im Meridian befindet.

Hieraus würde sich ein Einfluss der Mond-Constellationen auf die Erdbeben folgern lassen, der mit dem ähnlichen Einflusse auf die Gezeiten oder auf die Ebbe und Fluth der Meere zusammenfallen würde.[2])

Sonach erscheint es nach Perrey's Zusammenstellungen durchaus annehmbar, dass einerseits ein alljährliches Maximum der Erdbeben in dem Winter und damit in die Zeit des Perihel d. i. der Sonnennähe, andererseits ein allmonatliches in die Zeit der Syzygien falle oder dass wenigstens die eintretenden Stellungsverhältnisse der Erde zur Sonne und zum Monde einen gewissen Einfluss auf die grössere Frequenz der Erdbeben ausüben.

Auch neuerdings hat J. Schmidt durch Zusammenstellung zahlreicher Erdbeben und vulkanischer Erscheinungen im griechischen Archipel diese Thatsache durchaus bestätigt und seine Berechnungen und Resultate verdienen ein um so grösseres Vertrauen, als sie vollständig von Speculationen und Hypothesen über die Genesis der Erdbeben frei sind.[3])

Schmidt findet, dass nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse zugegeben werden muss, dass die mit der Entfernung veränderliche Gravitation des Mondes sich, wenn auch in geringem Maasse in der veränderlichen Häufigkeit der Erdbeben kundgebe, dass für die Periode von 1776—1873 die Erdbeben in den östlichen Mittelmeergegenden in der Erdnähe unzweifelhaft häufiger waren, als in der Erdferne. Ferner fand er ein Maximum der Erdbeben um die Zeit des Neumondes, ein zweites Maximum zwei Tage nach dem ersten Viertel, eine Abnahme der Häufigkeit um die Zeit des Vollmondes und ein Minimum am Tage des letzten Viertels, dass also auch die Stellung des Mondes gegen Erde und Sonne deutlich auf die Frequenz der Erdbeben influire. Bei der Untersuchung der Orientbeben zwischen 1200 und 1873 ergab sich mit Bezug auf ihre Vertheilung in den einzelnen Monaten ebenfalls, dass die grösste Häufigkeit auf die Zeit der Sonnennähe, die geringste auf die der Sonnenferne fällt.

Ferner leitet Schmidt aus 15jährigen Beobachtungen über 676 griechische Erdbeben mit Bezug auf den Luftdruck ab, dass die Erdbeben bei einem Luftdruck unter 335''' häufiger sind als bei höherem Barometerstande und dass ihre Häufigkeit bei geringerem Luftdruck rascher zunimmt, als ihre Abnahme bei stärkerem Luftdruck. Auf diese Beziehung kommen wir nachher noch zurück. Neuerdings hat bekanntlich auf die Beziehungen der Constellationen von Mond,

[1]) Tschermak's Mittheil., 1873—80. Vergl. auch Toula, l. c., pag. 23.

[2]) Vergl. über die ersten Forscher Baglivi und Toaldo, welche einen solchen Einfluss schon Mitte vorigen Jahrhunderts erkannten u. A. Naumann Geognosie I., pag. 202.

[3]) Schmidt, Studien über Erdbeben. 2. Ausgabe, Leipzig 1879. Vergl. auch N. Jahrber. f. Min. 1849, Bd. II., pag. 52 Referat v. Rosenbusch.

Sonne und Erde auch R. FALB seine Ansichten über die Erdbebenentstehung gegründet. Seine Zusammenstellungen, wenn auch das allgemeine Resultat derselben mit jenen durch PERREY und SCHMIDT erhaltenen im Grossen und Ganzen übereinstimmt, sind doch nicht frei geblieben von willkürlichen Deutungen, und die daraus gezogenen Schlüsse deshalb vorzüglich nicht ganz zutreffend, weil dem Einflusse der Gestirnconstellation die alleinige und nicht eine nur begleitende Bedeutung zugeschrieben wird.

HÖRNES hat die FALB'sche Statistik einer freilich darin zu weit gehenden Kritik unterworfen, dass er einen Unterschied in der Häufigkeit der Erdbeben für die einzelnen Zeiten im Jahre und in den Monaten überhaupt als dann verschwindend annehmen zu können glaubt, wenn genügendes Material zur Untersuchung zu Gebote stehe.[1]) Eine solche Annahme scheint den gründlichen Betrachtungen SCHMIDT's und PERREY's gegenüber kaum mehr statthaft. Dass aber den aus jener Erdbebenconjunctur gemachten genetischen Folgerungen nicht das Gewicht alleiniger Beweiskraft zuerkannt werden darf, sondern dass man in den aus der Constellation von Mond, Sonne und Erde sich ergebenden Faktoren nur begleitende und begünstigende Wirkungen für den Eintritt von Erdbeben, aber nicht in erster Linie und allein erregende sehen darf, das beweist vor Allem der Umstand, dass auch eine Reihe von Erdbebenzusammenstellungen keineswegs diese Beziehungen irgendwie erkennbar wiederspiegeln.

Für die Erdbeben Nieder-Oesterreichs hat E. SUESS, für jene Kärnthens H. HÖFER eine chronologische Zusammenstellung geliefert.[2])

Die 120 Erdbeben, welche vom Jahre 1000 bis 1873 in Nieder-Oesterreich registrirt werden, vertheilen sich auf die einzelnen Monate wie folgt:

Jan.	Febr.	März.	April.	Mai.	Juni.	Juli.	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.
19	16	6	9	8	15	7	9	9	9	6	7

Die grosse Zahl der Erdbebentage im Juni und das gänzliche Fehlen der April- und Oktober-Maxima stimmt nicht mit der Annahme von FALB überein. Das grösste Maximum im Januar würde allerdings mit der Sonnennähe zusammenfallen, die jetzt am 2. Januar erreicht wird. HÖFER[3]) führt in seiner Zusammenstellung vom Jahre 1000—1877 180 Erdbebentage für Kärnthen auf. Diese vertheilen sich auf die Monate folgendermaassen:

Jan.	Febr.	März.	April.	Mai.	Juni.	Juli.	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.
40	16	18	6	12	14	6	9	17	13	9	20

Auch hier tritt das Januarmaximum unzweifelhaft hervor; dagegen scheint das Frühlingsäquinoctium ohne wesentliche Bedeutung, im April liegt grade das absolute Minimum. Auch die nicht sehr hohe Oktoberzahl entspricht nicht der Voraussetzung.

Noch mehr sprechen die Zusammenstellungen der einzelnen Erdbebentage und Stösse für längere Erdbebenperioden gegen einen bedingenden Einfluss der monatlichen Mondphasen.

HÖRNES[4]) vergleicht in dieser Beziehung auf Grund der detaillirten Beschreibung der Erdbeben von Klana (Oktober 1869 — Juli 1870) durch D. STUR die einzelnen Stösse und Erschütterungen. Es ereigneten sich in diesem Zeitraum an 36 Tagen 80 Erschütterungen in den Südalpen und im Karst. Dieselben vertheilen sich auf die einzelnen Monate wie folgt:

[1]) HÖRNES, Die Erdbebentheorie R. FALB's. Wien 1881, pag. 55.

[2]) E. SUESS, l. c. Abschnitt IV.

[3]) HÖFER, l. c., auch HÖRNES, l. c. pag. 65.

[4]) l. c. pag. 68.

	1869			1870						
	Okt.	Nov.	Dec.	Jan.	Febr.	März.	April.	Mai.	Juni.	Juli.
Einzelne Stösse	1	—	2	6	5	21	4	37	3	1
Erdbebentage	1	—	1	5	2	6	3	14	3	1

Hiernach deckt sich die Häufigkeit der Erdbebentage und der einzelnen Stösse nicht gradezu, sondern weicht oft beträchtlich ab. Eine Uebereinstimmung zeigt sich in den im März und Mai erreichten Maximis. Wenn auch für den ersten Hauptstoss 1. März ein Zusammenfallen mit einem Syzygium stattfand (Neumond 2. März), so wären doch die Tage des 17. oder 31. Januar weit geeigneter gewesen, da die Syzygien mit Finsternissen verbunden waren und zu dem noch die Sonnennähe wirksam war. Für die 2. Haupterschütterung vom 10. Mai fehlt die Conjunctur. Auch bezüglich der einzelnen Stösse des Erdbebens von Belluno (29. Juni 1873, mit mehrere Monate anhaltenden, nachfolgenden Erschütterungen) ergibt sich keine Uebereinstimmung der Thatsachen mit den Anforderungen der Theorie.

Recht lehrreich ist in dieser Beziehung auch die Erdbebenperiode in der Schweiz in den letzten Monaten des Jahres 1881 und im Januar 1882. Die schweiz. Erdbebencommission unter dem Präsidium von A. FORSTER theilt darüber folgendes mit:

Im Nov. 1881 fanden an 17 Tagen 28 zeitlich getrennte Erschütterungen mit 41 Einzelstössen statt. Im December an 6 Tagen 10 getrennte Erschütterungen. Im Januar 1882 trat wieder verhältnissmässig Ruhe ein; nur an 4 Tagen wurden 4—5 Stösse beobachtet.

Hier trifft also das Zusammenfallen mit dem Perihel nicht zu, welches eine Zunahme grade gegen den Januar hin hätte erwarten lassen. Betrachtet man aber die Vertheilung der Erdbebentage nach den Mondphasen für die Monate Nov. und Dec. so ergiebt sich folgendes:

Von den 20 Erschütterungen im Nov. erfolgten nur zwei auf Bern lokalisirte unbedeutende Stösse auf den Tag des Neumondes, dagegen das bedeutendste Erdbeben vom 28. Nov. auf den Tag des ersten Viertels. Ueber die ganze zweite Hälfte des Monates vertheilen sich die Erdbeben sehr gleichmässig ohne jede erkennbare Beziehung zur Mondphase. Nennen wir diejenigen Erdbeben, welche einen Tag vor, am Tage des, einen Tag nach dem Neumond oder Vollmond erfolgten »mit der Theorie übereinstimmend«, diejenigen, welche einen Tag vor, am Tage des, einen Tag nach dem ersten oder letzten Viertel stattfanden, »gegen die Theorie sprechend« und diejenigen, welche an anderen Tagen erfolgten, »indifferent,« so finden wir unter den 16 Erdbebentagen:

Mit der Theorie übereinstimmend . 2 = 12,5 %
Gegen die Theorie sprechend . . 2 = 12,5 %
Indifferent . . . . 12 = 75,0 %
100 %.

Eigentlich hätte man die »indifferent« genannten Stösse, da die Mehrzahl den Quadraturtagen näher liegen als den Syzygien wohl als »nicht übereinstimmend« bezeichnen können. Für den Monat Dec. erhalten wir an 6 Tagen 10 Erschütterungen. Von diesen sind

Mit der Theorie übereinstimmend 1 = 16,7 % (4. Dec., Vollmond 5. Dec.)
Gegen die Theorie sprechend . . 2 = 33,3 % (26. u. 28. Dec., Erstes Viertel 27.)
Indifferent . . . . 3 = 50,0 % (17. 24. 25. Dec., Neumond 21., Letztes Viertel 13.)

Im Allgemeinen können demnach die Erdbeben des Nov. und Dec. in der Schweiz nicht als eine Bestätigung eines Zusammenhanges dieser Erscheinungen mit den Mondphasen angesehen werden.

Was sich aus den im Vorhergehenden gegebenen Resultaten der statistischen Vergleichung der Erdbebenconjunctur ergiebt, kann also wohl dahin kurz zusammengefasst werden: Ein gewisser Einfluss von Sonne und Mond auf die Häufigkeit der Erdbeben ist unverkennbar, jedoch kann er nicht als bedingend gelten, denn es giebt auch viele Erdbebenperioden, die davon unabhängig sind. Die Constellation von Sonne und Mond kann daher nur als ein günstiger, aber keineswegs als ein ausschliesslich erregender Umstand gelten.

Sind die Bedingungen irgend welcher Art für den Eintritt einer Erschütterung vorhanden und soweit gediehen, dass es nur eines geringen Anlasses bedarf, das Erdbeben reif werden zu lassen, wie Peschel sagt, so kann dieser Anlass aus den Zugkräften von Sonne und Mond und ihren combinirten Wirkungen hergeleitet werden.

Liegt doch der Annahme, dass selbst die festen Theile der Erde in einem gewissen Grade an den durch jene Anziehungen hervorgerufenen Gezeiten sich betheiligen, eine gewisse Wahrscheinlichkeit zu Grunde. Man vergleiche, was darüber in dem Artikel »Der Erdball u. s. w.« pag. 277 gesagt worden ist. Dass es aber eine grosse Zahl von Erdbeben giebt, deren Eintritt unzweifelhaft nicht von der genannten Conjunctur abhängig ist, darin wäre vielleicht schon ein Hinweis zu erkennen, dass nicht allen Erdbeben die gleiche erregende Ursache zu Grunde liegt.

Ein Aehnliches gilt von dem Einflusse des Luftdruckes auf die Erdbeben. Auch darüber liegen ältere und neuere bestätigende und widersprechende Angaben vor. Schon Humboldt hatte gezeigt, was später von Boussingault bestätigt worden ist, dass der in den Tropenländern so regelmässige Gang der täglichen Barometerschwankungen jedenfalls ganz unabhängig erscheint von dem Eintritt der Erdstösse.

Egen hat die vor und während des Erdbebens in den Niederlanden am 23. Febr. 1828 beobachteten Barometerstände genau verglichen und gefunden, dass dem Erdbeben ein Sinken des Barometers auf seinen tiefsten Stand vorausging, dass dieses aber während des Erdbebens schon wieder im Steigen begriffen war.[1]) Bei einer am 22. März desselben Jahres folgenden Erschütterung hatte das Barometer grade vorher in Soest wieder seinen niedrigsten Stand erreicht.

Merian stellte ähnliche Betrachtungen für Schweizer Erdbeben an und kam zu dem Resultate, dass wenigstens für lokale Erdbeben ein Zusammenhang mit einem auffallend niedrigen Luftdruck anzunehmen sein dürfte.[2])

In anderen Fällen freilich sind solche Beziehungen gar nicht nachzuweisen gewesen.

Bei zahlreichen Erdstössen, die sich im Jahre 1808 in der Grafschaft Pinerolo ereigneten, beobachtete Vasalli Eandi den Gang des Barometers, ohne jedoch eine Beziehung irgend welcher Art für beide erkennen zu können.

Auch die Zusammenstellung von Fr. Hoffmann[3]) von 57 palermitanischen

[1]) Poggd. Annal. XIII. pag. 153.

[2]) Merian, Ueber den Zusammenhang der Erdbeben mit atmosphär. Erscheinungen. N. Jahrb. f. Min. 1839. 581.

[3]) Hoffmann, l. c. pag. 371.

Erdbeben und Vergleichung der dabei nach den genauen Aufzeichnungen der meteorologischen Journale herrschenden Barometerstände ergab kein irgendwie entscheidendes Resultat. Er fand zwar eine unleugbar etwas, wenngleich sehr geringfügig vorhandene Neigung des Barometers zum sinkenden Zustande beim Eintritt von Erdbeben, aber sonst weder in dem Stande desselben noch in der Grösse seiner Schwankungen etwas Eigenthümliches und Ausserordentliches.

Schmidt's vorhin schon angeführte (pag. 347) Beobachtungen bestätigen aber wieder die Coincidenz der Erdbeben mit niedrigem Barometerstande. Nun kann das Eine im Gegensatze zu früheren Anschauungen gewiss als feststehend gelten, dass nicht erst die Barometerschwankungen eine Folge der Erdbeben sind, sondern dass umgekehrt diese jenen nachfolgen und theilweise dadurch bedingt werden. Sowie aber der Luftdruck unzweifelhaft auf Schwankungen des Meeresspiegels und auf andere Vorgänge z. B. Gasentwicklung, Dampfbildung bei den Vulkanen (vergl. Artikel: Atmosphäre, pag. 71) einen Einfluss ausübt, ebensowohl können wir uns vorstellen, dass er auch gewisse Bewegungen der Erdrinde unterstützen und begünstigen kann. Er wirkt dann, wenn auch mit einer verschwindend kleinen Kraft, doch im Allgemeinen in ähnlicher Weise ein wie die Zugkraft von Sonne und Mond.

Der grösste Theil der Annahmen aber, die über das Zusammentreffen der Erdbeben mit anderen meteorologischen Erscheinungen gemacht worden sind, gleichzeitiges Eintreten von Stürmen, Gewittern, heiterem oder bewölktem Himmel, Regengüssen, meteorischen Lichterscheinungen und dergl. sind wohl nur auf Zufälligkeiten, aber keineswegs auf Gesetzmässigkeiten zurück zu führen. Jedenfalls stehen diese Vorgänge nie in einem direkten genetischen Zusammenhange mit Erdbeben. Und trotz der im Vorhergehenden als thatsächlich bestehend aufgeführten Beziehungen der Erdbeben zu gewissen astronomischen und barometrischen Verhältnissen, muss dennoch das schon von Kries als Endresultat seiner kritischen Zusammenstellungen ausgesprochene Wort auch heute noch als durchaus gültig bezeichnet werden: dass es gar kein Merkmal giebt, welches als ein sicheres Vorzeichen eines nahen Erdbebens gelten könnte.[1])

k) Es giebt nun allerdings eine Reihe von Erscheinungen, welche Erdbeben zu begleiten pflegen, freilich nur so, dass sie erst als eine Folge derselben angesehen werden können, denen ein gewisser Causalzusammenhang mit den Bodenbewegungen nicht wohl abgesprochen werden kann und die deshalb einige Bedeutung haben. Es sind dieses einmal die Ausbrüche von Gasen, Flammen, von Wasser und Schlammsprudeln, dann die Bildung von Spalten, Erdtrichtern und Rundlöchern, sowie erhebliche und dauernde Niveauveränderungen kleinerer oder grösserer Theile der Erdoberfläche.

Die Erscheinungen der ersteren Art sind keineswegs vereinzelt, sie finden sich schon ziemlich ausführlich bei Hoffmann und Naumann zusammengestellt und mag darauf verwiesen werden.[2]) Aber auch in fast allen neueren Erdbebenbeschreibungen finden sich Angaben über hierhin gehörige Beobachtungen.

In der Nähe von Arequipa brachen nach dem Erdbeben vom 13. August 1878 ganze Ströme von Wasser und Schlamm aus gebildeten Spalten hervor. Kurz vorher am 4. April desselben Jahres waren bei einem Erdbeben auf der Insel Hawai

---

[1]) Kries, Von den Ursachen der Erdbeben. 1827, pag. 25 ff.

[2]) Hoffmann, l. c., pag. 375; Naumann, I., pag. 121.

solche Mengen von Schlamm aus dem Boden ausgeströmt, dass dadurch ein ganzes Dorf verschüttet wurde.[1])

Unter den neueren Erdbeben ist auch das von San Francisco in Californien im Oktober 1865 ganz besonders durch solche Vorgänge ausgezeichnet gewesen. Am 6. und 8. Oktober bildeten die Springquellen eine lange Reihe am Ufer des Flusses hin; am 21. Oktober 1868 entstanden solche Wasserstrahlen sogar zwischen den Häusern der Stadt.

Bei dem für Agram verhängnissvollen Erdbeben vom 9. November 1880 ereigneten sich gleichfalls Schlammausbrüche, über welche nähere Beobachtungen vorliegen.[2])

Die Save-Ebene stellt ein weit ausgedehntes Alluvialgebiet dar, welches im Norden vom Agramer Gebirge und im Süden vom Gebirgszuge Vukomericke gorice begrenzt wird. Die Alluvialdecke trägt eine stellenweise mit Gesträuch und Sümpfen bedeckte Ackerkrume, darunter liegt ein grau-blauer Thon, der überall, wo sich die Save ein tieferes Bett gegraben, zu Tage tritt.

Bei dem Dorfe Resnik, etwa eine Meile südöstlich von Agram gelegen, erfolgten aus diesem Untergrunde die Schlammausbrüche auf eine rein mechanische Weise. Es bildeten sich Spalten und Höhlungen unter dem genannten Thon, diese füllten sich mit Wasser und der Druck der aufliegenden und z. Th. einseitig gehobenen Schichten presste dieses empor. Das Wasser brachte Thon und einige Reste von Muschelschalen aus demselben *(Helicina)* mit zu Tage, besonders aber war die Menge des aus dem Alluvium mitgeschleppten Sandes vorherrschend. Das so mit Schlamm resp. Sand beladene Wasser setzte diese Materialien ab und bedeckte Flächen von 15—18 Schritten Durchmesser mit einer Sandschichte. Die Auswürfe folgten einer grossen Spalte, die mit südöstlichem Verlaufe von Resnik über Drenje hinaus sich gebildet hatte. Dieser und ihren Seitenspalten folgend, fand sich eine grosse Menge kleiner niedriger, abgestutzter Kegel mit unverhältnismässig breiter Basis. Ihr oberer Theil besitzt eine trichterartige Vertiefung, die man füglich ihrer Form nach mit einem Krater vergleichen kann. Einzelne davon haben eine ganz geringe Auswurfsöffnung, ihre Grösse ist verschieden, der grösste Trichter aber maass im Durchmesser nur 70 Centim., seine Tiefe bloss ca. 15 Centim. Der ausgetriebene Sand bedeckt jedoch eine Fläche, deren Durchmesser 5 Meter beträgt.

Auch an anderen Orten hatten sich Spalten gebildet und war Wasser und Sand emporgepresst worden. Während der Schlammausbrüche wurde ziemlich allgemein die Entwicklung von Schwefelwasserstoff wahrgenommen, dessen Herkunft nicht ganz erklärt zu werden vermochte.[3])

Diese Schlammausbrüche des Agramer Erdbebens sind also nichts weiter als die Folge der rein mechanischen Einwirkung der Erschütterung auf die oberflächlichen wasserführenden Schichten. Mit den eigentlichen sogen. Schlammvulkanen haben sie eine unverkennbare Aehnlichkeit und auch die Mechanik beider Erscheinungen dürfte in mancher Beziehung die gleiche oder eine ähnliche sein.

Wie hier sind auch in anderen Gebieten mit den Schlammausbrüchen bei

[1]) Fuchs, l. c., pag. 175.

[2]) Kramberger, Mittheilung an v. Hochstetter. Monatsblätter des wissensch. Club in Wien No. 1. Jahrg. II. 1881.

[3]) Diese Schlammausbrüche sind näher beschrieben und abgebildet von G. Pilar. Agram 1880.

Erdbeben entstandene »Erdtrichter« verbunden, die oft noch längere Zeit, theils trocken, theils mit Wasser gefüllt, sichtbar bleiben.

Eine weit verbreitete Erscheinung ist die Bildung von Spalten und Rissen im Erdboden im Gefolge von Erdbeben. Entstehen sie in festem Gesteine, so können sie lange Zeit sichtbar bleiben, in weichem und lockerem Boden aber verschwinden sie bald. Oft sind sie sehr zahlreich und stehen in engem Verbande mit einander, parallel verlaufend, sich vielfach durchkreuzend oder radial von einem Punkte ausstrahlend. Nicht selten ist mit der Zerspaltung des Bodens auch eine Verschiebung der zu beiden Seiten der Spalte liegenden Theile verbunden, indem durch Senkung oder Hebung das Niveau der beiden Seiten sich geändert hat. Zahlreiche Beispiele dieser Art für ältere Erdbeben finden sich schon bei HOFFMANN u. NAUMANN angeführt[1]), auf die hier verwiesen werden mag.

Bei dem schon erwähnten Erdbeben von San Francisco vom 21. Okt. 1868 entstanden in der Nähe der Stadt und sogar in den Strassen viele sehr lange Spalten, von denen einige 40—50 Fuss breit waren,

Das Erdbeben von Belluno hatte bei Puos einen etwa 1 Meter breiten, mehrere hundert Meter langen Erdspalt gebildet, der sich aber bald wieder vollkommen schloss. Bei la Secca zerriss der etwas sumpfige Boden und aus den Rissen drang schlammiges, schwefelwasserstoffhaltiges Wasser hervor.[2])

Die bei dem Agramer Erdbeben gebildeten Spalten wurden vorhin schon erwähnt. Eine Hauptspalte war hier auf eine längere Strecke hin zu verfolgen. Mit ihr z. Th. parallel, z. Th. radial von ihr ausstrahlend, waren andere Spalten zu beobachten, die sich meist in Folge der lockeren Bodenbeschaffenheit schnell wieder schlossen. Nach dem Erdbeben von Ischia (4. März 1881) war der Boden in Casamicciola von zahlreichen Spalten z. Th. vollständig zerklüftet.

Aber selbst bei Erdbeben von viel geringerer Intensität werden solche Spaltenbildungen beobachtet. Bei dem westdeutschen Erdbeben vom 26. August 1878 bildete sich in der Nähe von Horrem zwischen Köln und Aachen auf dem Felde eine Spalte von 10—13 Meter Länge und mehreren Zoll Weite. Mit solchen Spaltenbildungen und ähnlichen auf die Bodenbewegung zurückzuführenden Vorgängen hängen unzweifelhaft auch die Störungen der Quellen, ihr Versiegen, ihre Trübung und zahlreiche andere Veränderungen enge zusammen, die man im Gefolge von Erdbeben beobachtet.

Von der grössten Bedeutung aber sind die durch Erdbeben veranlassten Niveauveränderungen, welche ausgedehntere oder beschränktere Gebiete der Erdoberfläche betroffen haben. Den grössten Theil der an den continentalen Küsten wahrnehmbaren Hebungen des Festlandes brachte man früher mit den Erdbeben in unmittelbaren genetischen Zusammenhang, indem man für einen Theil dieser Hebungen eine sehr plötzliche Entstehung annehmen zu dürfen glaubte, die geradezu als eine Folge der Erdbeben hingestellt wurde. Noch in diesem Sinne finden sich die Hebungserscheinungen in den mehrfach angeführten trefflichen Werken von HOFFMANN und NAUMANN eingehend besprochen.

Aber die genauere und wiederholte Prüfung der meist als Beweise angeführten allbekannten Beispiele hat ergeben, dass entweder gar keine Hebungen, sondern vulkanische Aufschüttungen erfolgt waren, oder dass eine wirklich nachgewiesene Hebung nur in den Bereich der sogen. säcularen, im Laufe langer

[1]) l. c.

[2]) v. RATH, l. c. pag. 716.

Zeiträume sich vollziehenden Niveauveränderungen des Festlandes gehörte. In beiden Fällen hatten demnach die Erscheinungen mit Erdbeben unmittelbar nichts zu thun. Solche Hebungen grösserer Landstriche, die während eines Erdbebens gewissermaassen mit einem Ruck erfolgt wären, sind bis jetzt thatsächlich nie beobachtet worden.

Bei allen neueren, auch den heftigsten Erdbeben z. Th. in denselben Gebieten, in denen die älteren Beobachtungen gemacht waren, hat nicht ein einziges Beispiel dieser Art festgestellt werden können, obgleich man darauf natürlich die volle Aufmerksamkeit gerichtet hatte. Gleichwohl würden locale Erscheinungen dieser Art keineswegs unwahrscheinlich sein, zumal wenn wir bedenken, dass mit einer Spaltenbildung doch eine Dislocation der beiden einschliessenden Wände nothwendig verbunden sein muss, dass eine solche eine allerdings äusserst minimale Aufwärtsbewegung wenigstens der einen Lippe sogar geradezu voraussetzt.

Im Gegentheile sind nun plötzliche Senkungen in Folge von Erdbeben in keineswegs kleiner Zahl wirklich beobachtet worden. Freilich wird man auch bezüglich dieser nicht allen älteren Nachrichten ohne Weiteres die Bedeutung zuschreiben dürfen, dass nun der Causalzusammenhang wirklich erwiesener Senkungen mit einem Erdbeben dadurch unzweifelhaft feststeht.

So ist das Versinken von Küstenlandstrichen nicht immer nothwendig die Folge einer Senkung, sondern kann sehr wohl, zumal an nicht flach in's Meer sich erstreckender Küste auch die Folge eines blossen Abrutschens sein, ähnlich einem Bergsturze im Binnenlande. Allerdings wenn es sich um ein Küstengebiet von 60 engl. Quadratmeilen Umfang handelt, wie es bei dem Erdbeben von Bengalen 1862 versunken sein soll, ist diese Deutung schwierig. Aber bei diesen älteren Angaben sind eben die Dimensionen auch keineswegs zuverlässig.

Gleichwohl sind auch in der neuesten Zeit mit gut beobachteten Erdbeben zahlreiche Bodensenkungen verbunden gewesen. Eine grosse Zahl derselben findet sich u. a. bei Fuchs aufgeführt.[1]) Nur einige der unzweifelhaftesten Erscheinungen mögen auch hier angeführt werden.

In dem Dorfe Rekow, bei Bütow in Pommern, spürte man am 27. Jan. 1866 eine lebhafte Erderschütterung und vernahm unterirdisches Getöse. Gleichzeitig senkte sich eine Erdmasse von 2 Morgen Land in den dicht bei dem Dorfe gelegenen See. Im Dorfe selbst entstanden zahlreiche Spalten im Boden. In diesem Falle dürfte die Entscheidung schwer sein, ob das Erdbeben die Senkung, oder diese die Erschütterung bewirkte; gerade darin drückt sich der innige Causalzusammenhang beider Vorgänge aus.

Am 15. März 1867, Abends 6 Uhr fand ein Erdbeben am Lago Maggiore statt, das am ganzen Ufer von Magadino bis Arona gemerkt wurde. Auch die Dampfschiffe spürten die Stösse. Das Dorf Feriolo, an der Simplonstrasse gelegen, versank theilweise in den See, ebenso ein Theil der im Bau begriffenen Strasse.

Am ersten December 1869 zerstörte ein Erdbeben die Stadt Onlah in Kleinasien; in Folge der Erschütterungen und Spaltenbildungen versank die Stadt und verschwand vom Erdboden. In ähnlicher Weise versank bei dem Erdbeben

[1]) Vulkane und Erdbeben. pag. 180.

von Arica 1868 die Stadt Cotocachi; an ihrer Stelle breitet sich jetzt ein See aus.

Bei dem westdeutschen Erdbeben vom 26. August 1878 bildete sich in der Nähe des Dorfes Schaufenberg ein allerdings nur wenig umfangreicher Tagebruch (Einsenkung an der Erdoberfläche, bergmännisch auch Pinge genannt) obschon unter dieser Stelle kein Bergbau stattfindet. Solcher Beispiele von grösseren oder geringeren Einsenkungen und Einstürzen im Gefolge von Erdbeben könnten noch eine grosse Zahl namhaft gemacht werden.

Von anderen die Erdbeben begleitenden Ereignissen, von Lichterscheinungen, von den Einwirkungen auf Menschen und Thiere u. a. m. mag nur im Allgemeinen bemerkt werden, dass, je heftiger die durch den plötzlichen Eintritt der Erschütterung bewirkten Schrecken sind, um so mehr die erregte Phantasie der Menschen auch geneigt ist, absonderliche Dinge zu glauben, zu erzählen und mit dem schrecklichen Ereignisse in Verbindung zu bringen. Die meisten haben nicht einmal die Bedeutung bloss zufällig begleitender Erscheinungen.

Seismometer. Apparate und instrumentelle Vorrichtungen, um irgend welche Beobachtungen über den Eintritt und die Umstände eines Erdbebens anzustellen und zu registriren, werden Seismometer genannt.

Ein sehr einfaches Instrument dieser Art besteht in einem 1—1½ Meter langen, mit seinem oberen Ende befestigten Faden, an welchem unten ein Bleiloth mit Spitze angebracht ist, die in die Oberfläche eines Sandbettes bei eintretenden Schwankungen Furchen einschreibt.

Ebenso einfach ergiebt sich die Richtung des Stosses aus mit Wasser gefüllten, runden Becken, wo die Schwankungen des Wasserspiegels an den Wänden des Gefässes oder ausserhalb auf irgend eine Weise sichtbar gemacht werden.

Darauf beruht auch das Seismometer von Cacciatore, welches aus einem flachen kreisrunden Gefässe mit 8 gegenüber stehenden Ausflussrinnen besteht, in welches Quecksilber gefüllt wird. Das bei den Schwankungen überfliessende Metall wird in untergestellten Näpfchen aufgefangen. Daraus erkennt man, nach der Stellung der Näpfchen, die Quecksilber aufgenommen haben, die Richtung des vorangegangenen Erdbebens.

Kreil[1]) hat ein Pendelseismometer angegeben, welches nach allen Richtungen schwingen, aber sich um seinen Aufhängepunkt nicht drehen kann. Eine unten angebrachte Spitze wird gegen die innere Wand eines Cylinders gedrückt, der sich mit einem Uhrwerk in 24 Stunden einmal um seine Achse dreht. Hängt das Pendel ruhig, so beschreibt der Stift eine Kreislinie, wird es bewegt, Linien von unregelmässiger Gestalt.

Mehr oder weniger complicirte Pendel-Seismometer sind neuerdings auch von I. A. Ewing, Dr. G. Wagner und T. Gray construirt worden.[2]) Diese Apparate haben grösstentheils den Zweck, ausser der Richtung auch die verticalen und horizontalen Componenten der Bewegung einigermaassen zu bestimmen.

Andere Seismometer beruhen auf der Anwendung eines elastischen in verticaler Stellung befindlichen im Boden befestigten Stabes, dessen Schwingungen sich auf einer darüber durch ein Uhrwerk bewegten Papierrolle abzeichnen.

Auf der Anwendung sehr empfindlicher Spiralfedern, die aufgehängt mit einer nach unten gewendeten Spitze einem Quecksilberspiegel so nahe sind, dass

[1]) Sitzungsber. k. k. Akad. d. W. Wien XV. 1855. 370.

[2]) Transactions of Seismol. Soc. of Japan. Vol. I. pag. 38 ff.

die geringste Wellenbewegung sie mit demselben in Berührung bringt, wodurch dann die Stromschliessung einer elektrischen Batterie erfolgt, beruht im wesentlichen das sehr empfindliche Seismometer PALMIERI's. Es werden durch Signale die Stösse angezeigt, aber auch durch Ingangsetzen einer Uhr und auf den durch diese bewegten Papierstreifen selbstthätig registrirt.

Jedoch sind die Resultate, die mit diesem verhältnissmässig kostspieligen Apparate bisher erzielt wurden, kaum von grosser wissenschaftlicher Bedeutung.

MALLET schlug im Jahre 1858 folgendes einfache Seismometer vor.[1])

Dasselbe besteht aus zwei normal aufeinander stehenden Reihen von kleinen Säulen von Marmor, Holz oder Gusseisen oder dergl., welche bei gleicher Höhe an Durchmesser regelmässig ab- oder zunehmen (Höhe zu Durchmesser von 3:1 bis 9:1) und somit auch von abnehmender Stabilität sind; dieselben stehen fest auf einer festen Basis, sind aber sonst von lockerem Sand umgeben. Dieser einfache Apparat genügt schon, um die wahre Richtung des Stosses und die grösste Geschwindigkeit der schwingenden Punkte zu ermitteln.

Ein complicirteres, selbst registrirendes Instrument, welches ausser der Richtung noch die Höhe und Amplitude der Erdwelle sowie die Dauer derselben bestimmen soll, beschrieb derselbe ebenfalls.[2]) Dasselbe besteht im Wesentlichen in einer schwebenden und um eine Achse beweglichen Trommel, auf welche mit Stiften, die mit einer Batterie in Verbindung gesetzt sind, Zeichen aufgeschrieben werden, aus denen die gesuchten Elemente der Bewegung sich erkennen lassen.

Zur Erlangung von Fundamentalzeiten zur Berechnung der Herdtiefe nach seiner Methode (pag. 308) brachte VON SEEBACH folgende einfache Vorrichtung in Vorschlag.[3]) Eine beliebige gut gehende Uhr, welche auch Secunden zeigt, wird auf 0 Zeit gestellt. Das Pendel wird aus seiner Gleichgewichtslage gebracht und in seiner Stellung dadurch festgehalten, dass der um ein Geringes schwerere eine Arm eines Hebels hemmend in das Steigrad eingreift. An dem anderen leichteren Hebelarm hängt an einem schlaffen Faden ein Gewicht, welches auf einer kleinen Säule von geringer Stabilität aufliegt. Bei einem Erdbeben wird diese Säule umgestürzt, das Gewicht fällt und löst den schwereren Hebelarm aus dem Steigrad aus, wodurch dann das Pendel schwingen und die Uhr in Gang setzen kann. Man kann nachher die Zeit des Eintrittes der Erschütterung auf astronomische oder gut controlirte Zeit reduciren.

Ein anderes Seismometer gab VON LASAULX an. Er ging wesentlich von der gleichen Absicht aus, eine grössere Zahl guter Fundamentalzeiten zur Berechnung der Erdbebenelemente zu liefern, glaubte aber, es sei besser, eine stets gehende und gut controlirte Uhr, wie sie auf Sternwarten und Telegraphenstationen vorhanden ist, zum Stillstand zu bringen. Es werde dadurch die Gefahr vermieden, dass die Vorrichtung bei Eintritt einer Erschütterung nicht in gutem Stande sei.[4])

Das Instrument, von einfacher und compendiöser Form ist dazu bestimmt, an jeder im Gebrauche befindlichen Pendeluhr, am besten den sogen. Regulatoren neben dem Pendel aufgehängt zu werden.

Eine kleine Büchse *A* Fig. 6 umschliesst eine Feder, welche in Verbindung

[1]) Rep. Brit. Assoc. 1858. pag. 98.

[2]) Proceed. of. royal Irish Akad. XXI. 1, pag. 50.

[3]) l. c. pag. 187.

[4]) Erdbeben von Herzogenrath 1873, pag. 150.

mit einem dünnen Messingstabe einen Hebelarm C, der am unteren Ende auf der Rückwand des kleinen Apparates an drehbarer, horizontal liegender Achse befestigt ist, dadurch in horizontale Stellung quer neben das Pendel der Uhr hinaufzieht, dass sie den Messingstab aufwärts durch die Büchse emporhebt, so dass der bewegliche Theil der Messingführung bei e_1 dann bei e zu liegen kommt. Der Messingstab trägt oben ein kleines flaches Tellerchen zur Aufnahme eines Gewichtes in Kugel- oder Eiform. Wird das letztere auf das Tellerchen B gelegt, so drückt es die Feder zusammen und der Hebelarm C legt sich in verticaler Stellung abwärts an die Rückwand und das Pendel kann nun vor demselben vorbei (d. h. also senkrecht zur Ebene der Zeichnung) seine Schwingung ausführen. Das ist die gewöhnliche Stellung des Apparates, wie die Figur sie darstellt. Wird nun die Kugel durch ein Erdbeben abgeworfen, so schnellt die Feder den Messingstab in die Höhe und der Hebelarm C legt sich quer vor das Pendel, dieses augenblicklich arretirend. Diese Stellung ist in den punktirten Theilen der Figur angedeutet. Zur Aufnahme der abgeworfenen Kugel dient ein runder, um die Büchse A herumgreifender Teller mit 8 Fächern, so dass die Kugel, in eines derselben hineinfallend, auch die Richtung des Stosses markirt. Da nach der Erfahrung bei schwächeren Erdstössen die Schwerpunktslage einer kleinen Messing**kugel** dieser noch zu **viel Stabilität** gewährt, so eignet sich als Gewicht besser ein kleines Ei aus Messing, das mit seiner Spitze nach unten auf das kleine Tellerchen bei B gestellt, nun hinlänglich **labil** ist, um auch bei ganz **schwachen** Bewegungen zu Falle zu kommen. Es wird dadurch allerdings die Sensibilität des Apparates eine so grosse, dass sie auch äusseren Erschütterungen der Gebäude z. B. durch Thürzuschlagen, Vorbeirollen eines Wagens leicht nachgiebt. Das setzt wieder voraus, dass dadurch keine Störungen verursacht werden, oder dass die Uhr eigens zu diesem Zwecke allein dient und ihr Gang fortdauernd gut controlirt wird.

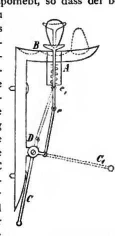


Fig. 6. (Min. 55.)

Solche Apparate sind ca. 150 an der Zahl auf verschiedenen kaiserl. deutschen Telegraphenstationen aufgestellt. Da dieselben jedoch, um allzuhäufige Störungen im Betriebe zu vermeiden, nur mit **Kugel**belastung versehen sind, so hat sich ihre Empfindlichkeit bei einigen Erdbeben als zu gering ergeben und sie haben dieselben nicht markirt. Bei dem Erdbeben vom 26. August 1878 traten aber eine Reihe von Apparaten in Wirksamkeit und lieferten brauchbare Zeit- und Richtungsangaben.

Dort, wo die grosse Empfindlichkeit des Apparates mit **eiförmiger** Belastung keine Bedenken wegen allzuhäufiger Arretirung der Uhr erregt, wird ohne Zweifel derselbe sowohl für die Gewinnung von Zeit- als auch Richtungsangaben gute Dienste thun.[1])

Ohne Zweifel sind auf diesem Gebiete noch brauchbare und werthvolle Apparate auch auf andere Weise herzustellen. Sollen aber dieselben wirklich in grösserer Zahl zu Beobachtungen Verwendung finden, so ist ein erstes Erforderniss möglichste Einfachheit des ganzen Mechanismus.

[1]) Solche Apparate mit **eiförmiger** Belastung liefert F. W. ESCHBAUM, Mechaniker in Bonn am Rhein.

Von der allergrössten Bedeutung würden Instrumente sein, welche direkt die Emergenz des Stosses zu registriren vermöchten, da hieraus am unmittelbarsten und ganz abgesehen von theoretischen Voraussetzungen die Tiefe der erregenden Stelle sich ergeben würde. Solche Apparate aber bieten der Natur der Sache nach grosse technische Schwierigkeiten. Einen solchen construirte v. Lasaulx, indem er eine Kugel von dem spec. Gewichte des Wassers, bei 15°, in einem in den Erdboden eingelassenen gemauerten Gefässe frei schwebend ringsum mit beweglichen Stäbchen, radial ausstrahlend, umgiebt, deren Ortsveränderung durch eine Bewegung der Kugel in jedem Azimuth markirt wird, so dass sich hieraus erkennen lässt, in welcher Richtung, nicht nur horizontal, sondern auch von unten nach oben, die durchgehende Erschütterung die Kugel erfasste und bewegte.

Solche Apparate, wie überhaupt Seismometer, können aber freilich den Beweis ihrer praktischen Brauchbarkeit erst dadurch liefern, dass ein Erdbeben über dieselben hingeht.

Entstehung der Erdbeben.

Aus allen Betrachtungen, die wir im Vorhergehenden über die gesammten Erscheinungen bei Erdbeben angestellt haben, ergiebt sich unzweifelhaft der Schluss, dass dieselben sowohl nach ihrem Auftreten in bestimmten Gebieten der Erdoberfläche, als auch nach ihrer Form und den Verhältnissen ihrer Propagation und Wirkung keineswegs eine derartige Uebereinstimmung zeigen, dass wir daraus auf eine allen gemeinsame einheitliche Ursache geführt würden. Im Gegentheil, es lassen sich so grosse Verschiedenheiten feststellen, dass daraus schon a priori auch eine Verschiedenheit der erregenden Ursache sich erwarten lässt, so wie wir auch die künstlichen Erschütterungen an der Erdoberfläche, die wir im täglichen Leben wahrnehmen, aus verschiedenen Erregungen entstehen sehen.

Ein Blick auf eine Erdkarte, auf welcher wir alle Gebiete besonders verzeichnet haben, in denen vorzüglich Erderschütterungen einzutreten pflegen, zeigt uns, dass bezüglich ihrer Verbreitung sich die Erdbeben in zwei Gruppen theilen, solche, die in vulkanischen Gegenden der Erde vorkommen und solche, die vorzüglich die gebirgigen Theile der Erdoberfläche heimsuchen, auch wenn dieselben frei sind von Vulkanen. Nur ausnahmsweise und meist nur in localer Ausdehnung werden auch die eigentlichen Tief- und Flachländer von Erdbeben betroffen.

Wir müssen sonach vor Allem die vulkanischen Erdbeben von den nichtvulkanischen unterscheiden.

1. Vulkanische Erdbeben sind in allen Gegenden, in denen vulkanische Aeusserungen überhaupt stattfinden, in denen vor Allem also thätige Vulkane gelegen sind, überaus häufig.

Der unmittelbare zeitliche Zusammenhang mit Eruptionen und ganz besonders der bestimmte Nachweis, dass das Centrum der Erschütterung auch mit dem Centrum der vulkanischen Thätigkeit zusammenfällt, sind unerlässlich, um ein wirklich vulkanisches Erdbeben zu charakterisiren. Der blosse örtliche Zusammenhang genügt nicht. Nicht selten treffen Erdbeben vulkanische Gebiete und erschüttern sogar die Wände der Vulkane selbst, ohne von diesen auszugehen. Unter den Erdbeben, welche die Ostküste Siciliens oft und schwer heimgesucht haben, sind nur die wenigsten vom Aetna ausgegangen. Die Erschütterungen griffen in das vulkanische Gebiet des Aetna z. Th. vom jenseitigen Calabrien herüber, z. Th. kamen sie aus den südlicher gelegenen Gebieten des Val di Noto. Die eigentlichen Aetnabeben sind meistens nur von ganz localer Wirkung und ihre Stossrichtung führt auf das Centrum des Vulkans.

Dasselbe gilt von den meisten anderen Vulkanen. Auch das Erdbeben von Ischia vom 4. März 1881, obschon es geradezu auf den nördlichen Abhängen des Epomeo sich ereignete, lässt doch keinen nachweisslichen Zusammenhang mit diesem vulkanischen Centrum erkennen. Die ganze Art der Erscheinung spricht im Gegentheil mit einiger Sicherheit dafür, dass die Zerstörung von Casamicciola nicht dem Vulkane zur Last fällt.

Ganz besonders hat der blosse örtliche Zusammenhang von Erdbeben mit Gebieten erloschener vulkanischer Thätigkeit keinerlei beweisende Kraft für die vulkanische Erregung derselben. Allerdings wissen wir, dass das Erloschensein für viele Vulkane nur eine beschränkte Bedeutung hat und es giebt Beispiele genug, wo ein scheinbar erloschener Krater seine Thätigkeit plötzlich wieder aufnahm. Aber da das Eintreten vulkanischer Erschütterungen, wie wir sehen werden, doch immer mit gewissen Phasen gesteigerter Thätigkeit in den Vulkanen zusammenhängt, so lässt sich wohl behaupten, dass kein Gebiet erloschener Vulkane, es sei denn, dass eine Wiederaufnahme eruptiver Thätigkeit nahe bevorstehe, an den sich in demselben ereignenden Erdbeben unmittelbar die Schuld trage. Die dem gewaltigen Ausbruche des Vesuv im Jahre 79 n. Chr. vorausgehenden vulkanischen Erdbeben deuteten eben das Wiedererwachen der lange erloschenen vulkanischen Kraft in diesem Berge an.

Die Erdbeben aber, die nicht selten die Gebiete der alten Kratere in der vulkanischen Eifel und die Umgebung des Laacher See's betroffen haben, sind meist nur mit Unrecht zu diesen in genetische Beziehung gebracht worden. Sie strahlten ihre Bewegung von auswärts in diesen vulkanischen Kreis hinein; aber ihr Centrum lag vielleicht in keinem einzigen Falle wirklich auch in einem vulkanischen Centrum. Es waren Rheinthalbeben (pag. 336), die dort fühlbar wurden. Sorgsame Feststellung der beobachteten Stossrichtung und kritische Erwägung der ganzen Erscheinungsweise muss auch für vulkanische Gegenden erst die vulkanische Entstehung der Erdbeben nachzuweisen versuchen.

Die vulkanischen Erdbeben bleiben ausschliesslich auf die nähere Umgebung eines Vulkanes beschränkt und gehören z. B. nie zu den über grosse Flächen ausgedehnten Erscheinungen. Diese Erdbeben tragen fast immer sehr deutlich den Charakter von Explosionswirkungen an sich. Die grosse Intensität der Wirkungen steht sehr oft bei ihnen im umgekehrten Verhältnisse zur Verbreitung. Die heftigen vesuvischen Erdstösse im Jahre 63 n. Chr. warfen Herkulanum und Pompeji in Schutt und Trümmer, ohne dass sie eine weitere Verbreitung gezeigt hätten.

Die Art der Entstehung dieser explosiven Erschütterungen erkennt man deutlich, wenn man auf dem Kegel eines thätigen Kraters die deutliche Coincidenz der aus demselben ausgestossenen Dampf- und Aschenwolken mit dem Erbeben des Bodens wahrnimmt. So oft eine Dampfwolke hervorbricht, bebt der Berggipfel und die schnelle Folge jener macht das Erzittern geradezu continuirlich.

Die aus den schmelzflüssigen Laven sich entwickelnden Gase und vornehmlich der Wasserdampf, der in überhitztem Zustande und mit mächtiger Tension begabt, eine ganz wesentliche Rolle in den vulkanischen Magmen spielt, sind die Träger dieser Explosionen.

Nun erscheint es auch verständlich, warum mit dem Austritt der Lava in der Regel die Erschütterungen ein Ende erreichen oder aufhören. Jedoch ist dieses keineswegs immer der Fall. Der grossen Aetnaeruption des Jahres 1879 gingen nur ganz unbedeutende Erschütterungen voraus, erst nachfolgend traten

eine ganze Reihe zerstörender Stösse an den Flanken des Berges auf. Immerhin aber ist es natürlich, dass die Dampfansammlungen mit dem Ausströmen der Laven zugleich eine Ableitung finden. Es wird daher eine grosse Spannkraft derselben nicht mehr eintreten können und die Erschütterungen müssen abnehmen.

Die Zahl der vulkanischen Erdbeben ist eine ungeheuer grosse; gleichwohl werden dieselben nur selten wahrgenommen, da sie auf den Kegel oder die nächste Nähe des Vulkanes beschränkt bleiben, hier aber in den meisten Fällen der Beobachter fehlt. Unzählich sind die kleinen Beben und Erschütterungen, die der PALMIERI'sche Apparat auf dem Observatorium des Vesuv registrirt.

Die monatelang auf den Azoren 1866—67 eintretenden, fast täglich und stündlich wahrnehmbaren Erschütterungen waren vulkanische, sie hingen mit einer am 1. Juni 1865 beginnenden submarinen Eruption zwischen den Inseln Terceira und Graciosa zusammen und endigten auch bald nachher.

Auch die Erdbeben in der Fonseca-Bay in Central-Amerika, die am 11. Februar 1868 anfingen und schon am 17. Februar 200 Erdstösse geliefert hatten, waren vulkanische; die Eruption des Conchagua hing mit ihnen zusammen.

Auch auf den Flanken des gewaltigen Vulkanes Mauna-Loa auf Hawai, der in fortdauernder Thätigkeit sich befindet, sind Erdbeben vulkanischer Erregung ungemein häufig; hier oft von grosser Heftigkeit, aber trotzdem immer nur von localer Verbreitung.

Dass fern von Vulkanen und von vulkanischen Gebieten es Erdbeben gebe, die noch mit jenen Aeusserungen genetisch verknüpft seien, Erdbeben, für welche man früher auch wohl die Bezeichnung plutonischer Erdbeben gebrauchte, um damit gewissermaassen ihre Herkunft aus dem feurigen Erdinneren auszudrücken, das muss nach dem heutigen Standpunkte der Wissenschaft als durchaus unwahrscheinlich bezeichnet werden. Ein solcher Zusammenhang der Erdbeben mit vulkanischen Erscheinungen auf Grundlage des für beide gemeinschaftlichen Herdes, des sogen. feurig-flüssigen Erdinneren, so dass die Vulkane ihre Lava, die Erdbeben ihre Anstösse unmittelbar daraus erhielten, existirt nicht. Wir verweisen bezüglich dieser Annahme auch auf den Artikel »Erdball u. s. w.«

Dass aber dennoch die Gegenden der Erde, in denen Erdbeben zu den häufigsten Erscheinungen gehören, auch die Zonen der Verbreitung vulkanischer Thätigkeit sind, das zeigt allerdings ein Blick auf die Erdkarte, bedarf aber noch einer Erklärung. Wir werden darauf eingehender im Artikel »Vulkane« zurückzukommen haben. Hier mag nur hervorgehoben werden, dass das verbindende und beide Erscheinungen bedingende Glied der planetarischen Vorgänge jedenfalls in der Gebirgsbildung zu sehen ist, sei es, dass diese den Vulkanismus ebenfalls erst erzeugt, oder dass sie, als Ursache der grossartigsten Erdbeben, die vulkanische Thätigkeit wenigstens begünstigt, indem in der Erdfeste Störungen des Zusammenhanges hervorgerufen werden, die das zu Tagetreten vulkanischer Processe erleichtern.

2. Nichtvulkanische Erdbeben.

Bei allen Erdbeben, bei denen der im Vorhergehenden betonte Nachweis eines ursächlichen Zusammenhanges mit Vulkanen nicht zu erbringen ist, wird es zunächst darauf ankommen, den Ort des erregenden Herdes bezüglich seiner geognostischen Lage zu erkennen. Wir haben das hierauf bezügliche in den Betrachtungen unter d) (pag. 333 ff.) eingehend erörtert. Von selbst leiteten uns diese auf zwei verschiedene Ursachen. Einmal fiel die erregende Stelle in solche Gebiete, in denen Einstürze unterwaschener Hohlräume nach der geognostischen

Beschaffenheit fast mit Sicherheit vorausgesetzt werden durften, das andere Mal lag sie auf Spaltenlinien im Gebirgsbaue, die für die weitere Entwicklung dieses, somit für die Tektonik der Erde von Bedeutung sind. Beide Arten von Erdbeben können füglich als Dislocationsbeben bezeichnet werden; die ersteren in's Besondere als Einsturzbeben, die letzteren als Spaltenbeben oder wie Hörnes sie treffend genannt hat: tektonische Beben.

a) Einsturzbeben.

Nach der Art der Vorgänge, die diese Erdbeben einzuleiten vermögen, kann von vornherein eine sehr grosse Ausdehnung derselben nicht vorausgesetzt werden. Es erscheint durchaus unwahrscheinlich, dass Einstürze eine andere als bloss locale Erstreckung und Wirkung zu haben vermögen.

Wenn man aber die Gesteine in ihrer Verbreitung im Inneren der Erde, nach ihrem Auftreten in der ganzen Folge der bekannten geognostischen Systeme zu schätzen versucht, so wird man finden, dass die leicht löslichen Gesteine, die hiernach am meisten zur Bildung von Hohlräumen geeignet scheinen und dadurch Einsturzbeben zu prädisponiren vermögen, keineswegs vereinzelt oder beschränkt, sondern in sehr grosser Verbreitung vorkommen. Das lässt a priori voraussetzen, dass auch die Einsturzbeben keineswegs vereinzelt sein mögen. Ueberall, wo Kalkstein, Gyps oder Steinsalz im Inneren der Erde lagern, sind die Bedingungen für jene gegeben.

Aber da es weitaus häufiger der Fall sein dürfte, dass der Zusammenbruch gebildeter Hohlräume erst allmählich und stetig durch das Niedergehen vieler kleiner Theile eines Auswaschungsgebietes erfolgt, als dass ein einziger oder nur wenige grössere Einstürze die Erfüllung jener vollziehen, so werden die meisten der hierdurch hervorgerufenen Erschütterungen in ihren Wirkungen kaum so intensiv sich gestalten, dass man dieselben an der Erdoberfläche besonders beachtet. Selbst die heftigen Erschütterungen haben nur locale Wirkungen.

Gleichwohl lässt eine charakteristische Eigenschaft der Einsturzbeben sich aus der Art ihrer Entstehung herleiten. Da die Senkung oder der Einsturz der Decke eines gebildeten Hohlraumes meist nicht mit einem Male, sondern in oft wiederholtem Nachsinken, ruckweise, erfolgt, so muss ein mehr oder weniger engbegrenztes Gebiet die erregenden Stellen für eine ganze Erdbebenperiode umfassen. Eine wesentlich veränderte Lage der Stossmittelpunkte wird entweder gar nicht an der Oberfläche wahrnehmbar sein, oder, wenn dieselbe zu beobachten ist, wird eine bestimmte Beziehung der Lage jener Stosspunkte zu einander sich nicht ergeben. Sie werden nicht auf bestimmten Linien liegen, oder ein Fortschreiten in einer Richtung erkennen lassen, sondern regellos innerhalb einer ziemlich eng begrenzten Oberflächenzone, meist von geschlossener, rundlicher Gestalt werden sie wandern, hier und da auftretend, ohne erkennbare Gesetzmässigkeit über das centrale Gebiet der Erschütterungen ausgestreut. So war es in auffallender Weise bei der Erdbebenperiode von Gross-Gerau der Fall.

Wenn wir an die im grossartigsten Maassstabe unterminirten Karstgebiete mit ihren Höhlen, Grotten und Dollinen denken, wo man auf Schritt und Tritt Felsstürzen und Felseinbrüchen begegnet, tritt uns das Bild solcher Erdbeben recht deutlich entgegen. Denn jeder Felstrichter oder Dolline ist das Denkmal eines Einsturzes, der mit einer Erschütterung verbunden gewesen sein muss. Hochstetter hat selbst ein Erdbeben, dass er zu dieser Kategorie rechnet, im August 1880 zu St. Margarethen in Unter-Krain wahrgenommen.[1])

[1]) Hochstetter, l. c., pag. 9.

Dass andauernde Nässe und grosse Regengüsse Erdbeben dieser Art, deren Ursache wohl niemals in sehr grosser Tiefe gelegen sein dürfte, vorzubereiten und zu begünstigen vermögen, natürlich nur an solchen Orten, an denen überhaupt die Bedingungen für dieselben vorhanden sind, bedarf kaum einer näheren Ausführung. Diese meteorologische Coincidenz, die uns aus der Erdbebenstatistik z. Th. entgegentritt, ist also vielleicht überhaupt in dieselbe nur durch die Einsturzbeben hineingekommen.

Um die Statistik wirklich zu richtigen Resultaten zu bringen, dürften immer nur Erdbeben einer und derselben Art mit einander zur Vergleichung kommen.

b) Spalten- oder tektonische Beben.

Dass zu dieser Kategorie die häufigsten, furchtbarsten und ausgedehntesten Erdbeben zu rechnen sind, hat sich theilweise schon aus den Betrachtungen unter d (pag. 333) ergeben. Dort wurden auch die charakteristischen Eigenschaften dieser Erdbeben hinlänglich hervorgehoben:

Axialer Charakter der Oberflächenpropagation; Lage der erregenden Herde auf tektonischen Linien, Wandern der Stosspunkte auf diesen Linien u. A.

Es stehen diese Erdbeben mit der Gebirgsbildung im Zusammenhang; denn die Spalten, auf welche ihre Stosslinien verweisen, sind Folgen der Gebirgsbildung.

Von der Annahme ausgehend, dass die Erde ein erkaltender und daher auch fortdauernd sich contrahirender Körper ist (Art. Erdball u. s. w.), fassen wir die Gebirgsbildung als die Folge der durch diese Contraction hervorgerufenen Bewegungen auf, die ein Faltenwerfen, ein Zerreissen, ein Verschieben der einzelnen Theile gegen einander zur Folge haben. Ist die Wirkung der Contraction nicht gleichmässig über die ganze Oberfläche vertheilt, so wird auch das Faltenwerfen nur an gewissen Stellen erfolgen. Wir erkennen dies in der That. Grosse continentale Flachlandsschollen liegen in unveränderter Horizontalität an einigen Stellen vor. Um so grösser wird die faltende und zusammenschiebende Wirkung in den zwischenliegenden Theilen. In diesem Sinne kann man füglich auch von einem stauenden Einflusse sprechen, den gewisse Theile auf die meist zusammengeschobenen ausgeübt haben. Im Artikel »Gebirge« werden diese Vorgänge eines Näheren erörtert werden.

Der gewaltige Druck, der auf diese Weise entsteht, mag er nun in einer oder auch in zwei sich zustrebenden Richtungen wirken, die Spannung, die hierdurch bewirkt wird und die endlich ein Auslösen in irgend einer Weise voraussetzt, sind eine hinlänglich grosse Kraft, um Bewegungen hervorzurufen, die über grosse Theile des Planeten greifen. Die Ausgleichung der Spannung erzeugt Verschiebungen, die entweder quer zu dem Drucke gerichtet, der Faltenlage entsprechen oder dem Drucke parallel, aber quer zur Faltenlage gestellt sind. Klüfte und Spalten, mit allen Anzeichen erfolgter Bewegung versehen, oftmals sich wieder schliessend, öffnend und erweiternd, sind die Wege dieser Verschiebungen.

Wie bedeutend und tief eingreifend in den Gebirgsbau dieselben sein können, dafür mögen hier nur ein paar Beispiele angeführt werden, da diese uns wiederum einen Maassstab geben, darnach die Ausdehnungsfähigkeit der Erschütterungen zu schätzen, die durch jene Spaltenbildungen oder erneuerte Bewegungen auf bereits vorhandenen Spalten hervorgerufen werden.

H. v. Dechen hat einige der grossen Dislocationsspalten genauer beschrieben, in ihrem Verlaufe festgestellt und erörtert.[1]) Die eine derselben, in ihrem

[1]) v. Dechen, Ueber grosse Dislokationen. Sitzber. der niederrhein. Ges. f. Nat. u. Heilk. 1881, Januar.

Verlaufe fast überall durch Bergbau erschlossen und erkannt, begleitet den südlichen Rand der belgischen Kohlenbecken von Lüttich und vom Hainaut auf ihrer ganzen Längenerstreckung durch Belgien, von der preussischen bis zur französischen Grenze, und lässt sich in der Richtung gegen W noch weiter in Frankreich durch das Norddepartement und das Pas-de-Calais bis an das Meer verfolgen. Wenn dieselbe, wie dieses nicht unwahrscheinlich ist, auch gegen O. noch in die Rheinprovinz fortsetzt und zwischen den beiden Steinkohlenmulden an der Inde bei Eschweiler und der Worm durchzieht, würde ihr eine Gesammtlänge von 380 Kilom. zukommen.

Dass diese Spalte, wenn sich in ihr noch jetzt Bewegungen vollziehen, wie sie in den Niveauunterschieden der beiderseitigen Gebirgstheile, die an einigen Punkten bis zu 2000 Meter betragen, unverkennbar als vollzogen sich ausprägen, wohl ausreicht, Erschütterungen zu erklären, wie z. B. die vom Jahre 1828, welche einen ausgesprochen longitudinal-linearen Verlauf nahm und weithin bis auf die rechte Rheinseite sich ausdehnte, ist eine keineswegs gewagte Voraussetzung.

In Nord-Amerika sind in den westlichen Territorien von Colorado ebenfalls zahlreiche Verwerfungsspalten bekannt, die auf viele Meilen durch die Gebirge verfolgt werden können.

Eine derselben, die Hurricane fault, hat gewiss 200 engl. Meilen Länge und die Grösse der Verschiebung der beiderseitigen Gebirgstheile misst mehrere tausend Meter.[1])

Und solche Beispiele lassen sich zahlreich in allen Ländern und Gebirgen nachweisen.

Die Wirkungen, welche den Erderschütterungen entstammen, die in solchen Spalten und ihren Bewegungen erregt werden, überschreiten demnach keineswegs das Maass, das sich aus der Grösse und Ausdehnung dieser Spalten herleitet.

Dass aber die Gebirgsfaltung und damit auch das Zerreissen und Verschieben von in Spannung begriffenen Theilen der Erdfeste noch heute unter uns fortdauert, dagegen lässt sich wohl kaum irgend ein plausibler Grund geltend machen. Warum sollte die Gebirgsbildung, die zum grössten Theile in einer nachweislich jungen geologischen Zeit sich vollzog und in den den alten Gebirgsfaltungen conform verlaufenden Biegungen junger diluvialer Gebilde fast bis an die Schwelle der Gegenwart hinanreicht, plötzlich ihre Thätigkeit beendet haben? Jeder Fortschritt der Faltung, jede Auslösung der hierdurch entstehenden Spannung, macht sich als ein Erbeben des Bodens bemerkbar.

Ja selbst wenn der Vorgang der Gebirgsfaltung nur mehr in ganz abgeschwächter Form oder vielleicht gar nicht fortdauern sollte, so würden doch in der Erdrinde durch Veränderungen in der Belastung der einzelnen Gebiete, durch die Wirkungen der Erosion und Verwitterung nothwendig Bewegungen in den Gebirgsschichten angebahnt werden, die in gleicher Weise längs Spaltenebenen sich vollziehen und daher nur in der Intensität der Dislocation von den früheren verschieden sein würden.

Findet in einem Gebiete eine Erderschütterung statt, so kann sie nachfolgende neue Erschütterungen hervorrufen, indem die vorhandene Spannung durch die von aussen hinzukommende Erregung ausgelöst wird. Sowohl Einsturzbeben, als auch tektonische Beben vermögen auf diese Weise ausserhalb des Erschütterungsbereiches eines vorausgehenden Erdbebens, demselben aber mehr oder weniger

[1]) Dutton, The high Plateau's of Utah. Washington 1880, pag. 28.

unmittelbar nachfolgend, gleichsam als Relaiswirkungen verursacht zu werden Relaisbeben würde daher vielleicht für solche Erschütterungen eine passende Bezeichnung sein. Durch den innigen Zusammenhang, in dem die Spalten der Gebirge oft über grosse Gebiete hin untereinander stehen, ist gerade bei den tektonischen Beben die Möglichkeit für Relaisbeben eine sehr grosse.

Alle Gebirgsgegenden, namentlich aber die Gebirge mit kettenförmigem Verlauf und diese wieder hauptsächlich an ihrer gegen das Meer oder tiefe Einsenkungen gerichteten Abdachungen, sind die Gebiete der tektonischen Erdbeben. Man kann sie kurzweg als Erschütterungs- oder Schüttergebiete bezeichnen. Das ausgeprägteste und grossartigste Gebiet wurde schon mehrfach genannt. Es sind die meerwärts gerichteten Gehänge der südamerikanischen Cordilleren, die östlichen Abhänge der Alleghanies und der centralamerikanischen Kette. Auch in den Alpen, in denen allein in den Jahren 1850—57 über tausend Erdbeben verzeichnet wurden, liegen die vorzüglichsten Schüttergebiete in dem das adriatische Meer umschliessenden Bogen der cadorischen, karnischen und dinarischen Alpen und es wird diese Erdbebenzone geradezu als die »Schütterzone der südlichen und südöstlichen Alpen« bezeichnet.[1]) Verschiedene Beispiele dieser Erdbeben sind im Vorhergehenden schon angeführt worden.

Wenn wir bedenken, dass in manchen Gebieten die Klüfte und Spalten in ausserordentlich grosser Zahl beisammen liegen, so dass sie vollkommene Netzwerke darstellen mit zwischenliegenden gesteinserfüllten Maschen und dass jede einzelne Kluft und Spalte die Anzeichen stattgehabter Bewegung und Rutschung in polirten Rutschflächen, zerbrochener und wieder verkitteter Spaltenausfüllung u. dergl. mehr, in sich trägt, so erscheint es geradezu wunderbar, dass in solchen Gegenden die Erschütterungen nicht heute noch viel zahlreicher erfolgen. Aber ein grosser Theil dieser Spalten und Klüfte ist nicht offen stehen geblieben, sondern hat sich erfüllt mit Mineralbildungen und Erzen, die nun als Erzgänge das Gebirge durchschwärmen. »Mancher Erzgang, sagt treffend SUESS an irgend einer Stelle[2]), kann als eine versteinerte und vererzte Quelle eines Erdbebens bezeichnet werden.« Je mehr aber diese Quellen versteinern, um so geringer wird die Wahrscheinlichkeit der Bewegungen. Und so können wir füglich solche Gebiete als erlöschende Schüttergebiete bezeichnen, in denen nur hin und wieder noch mit schwachem Aufleuchten eine Nachwirkung einstiger kräftiger und dauernder Erregung sich fühlbar macht. In diesem Sinne scheinen Erzgebirge und Riesengebirge, das Gebirge des rechtsrheinischen Devons u. a. als erlöschende Schüttergebiete gelten zu können.

In jedem einzelnen Falle aber, wo irgend ein Theil der Erdoberfläche von einer Erschütterung betroffen wird, gestaltet sich im Allgemeinen die Frage nach der Ursache derselben immer so: gestatten die gesammten Verhältnisse der Propagation und die erkennbare Gestalt und Lage der centralen Oberflächenzone, sowie die wahrscheinliche Tiefe des erregenden Herdes Schlüsse auf einen der drei vorhin genannten geologischen Vorgänge und schliesst sie die Annahme des einen oder anderen derselben nicht mit Sicherheit aus?

Leichter wird man die eigentlich vulkanischen Erdbeben von den nicht vulkanischen zu trennen vermögen, schwerer allerdings, wenn nicht die Verhält-

[1]) HOCHSTETTER, l. c. pag. 9.

[2]) SUESS, Zukunft des Goldes. pag. 95.

nisse besonders deutlich und günstig sind, die beiden Arten der letzteren: die Einsturzbeben von den tektonischen oder Spaltenbeben. Dass auch hier eine genaue Prüfung und Vergleichung aller Erscheinungen eines Erdbebens, also eine umfassende Erdbebenstatistik gewisse Unterscheidungsmerkmale an die Hand zu geben vermag, ist aus dem Vorhergehenden zu entnehmen. So wird es gewiss möglich werden, in nicht allzuferner Zeit jedem Erdbeben, das in solchen Gegenden eintritt, wo hinlänglich Beobachter vorhanden sind, sein Ursprungszeugniss durch zuverlässige Documente auszustellen.

Hierzu sind Erdbebencommissionen, die sorgsam alle bezüglichen, in einzelnen Ländern zu sammelnden Beobachtungen mit wissenschaftlicher Belehrung und praktischen Hülfsmitteln unterstützen und leiten, die gesammelten aber sichten und verarbeiten, von der allergrössten Bedeutung. Schon sind einzelne Länder z. B. die Schweiz, Oesterreich und Belgien in dem Einsetzen solcher Commissionen mit rühmlichem Beispiele vorangegangen. Es ist zu hoffen, dass diesen noch viele andere Staaten folgen werden. Vieles, was im Einzelnen für diese so überaus wichtige geologische Erscheinung noch klar zu stellen und zu erforschen ist, wird dann ohne Zweifel eine einheitliche Förderung und Erleuchtung finden.

Literatur: Es sind hier nur die allgemeineren und neueren wichtigeren Werke aufgeführt, die Sonderwerke sind grösstentheils im Text citirt. FALB, R., Grundzüge einer Theorie der Erdbeben und Vulkanausbrüche, Gratz 1871, und Gedanken und Studien über den Vulkanismus, Graz 1875. FUCHS, C. W. C., Jährliche Uebersichten über Erdbeben, N. Jahrb. f. Min. 1866—72, und TSCHERMAK's Mittheil. 1873—80; Derselbe: Vulkane und Erdbeben. Leipzig 1875. HOCHSTETTER, F. VON, Ueber Erdbeben. Beilage zu den Monatsblättern des wissensch. Clubs, Wien 1880. HOEFER, H., Die Erdbeben, Kärnthen's und ihre Stosslinien. Denkschriften d. k. k. Akad. d. Wiss. Bd. 42. Wien 1880. HOERNES, H., Erdbebenstudien, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1878, XXVIII, und: Die Erdbebentheorie R. FALB's etc. Wien 1881. HOFF, K. E. A. VON, Geschichte der natürl. Veränderungen der Erdoberfläche, Gotha 1822—34, 3 Bde. und Chronik der Erdbeben und Vulkanausbrüche, Gotha 1840, 2 Bde. HOFFMANN, Fr., Nachgelassene Werke, Bd. II, Berlin 1838, von den Erdbeben, pag. 308 ff. KLUGE, K. E., Ueber die Ursache der in den Jahren 1850—57 stattgef. Erderschütterungen etc. Stuttgart 1861. Supplem. zum N. Jahrb. f. Min. LASAULX, A. VON, Das Erdbeben von Herzogenrath, 22. Okt. 1873, Bonn 1874, und das Erdbeben von Herzogenrath, 24. Juni 1877. Bonn 1878. LERSCH, B. M., Ueber die Ursachen der Erdbeben (Gaea) Köln 1879. MALLET, I. W. u. ROB., Earthquake Catalogue, London 1858, u. ROB., The great Neapolitan earthquake, London 1862. NAUMANN, C. F., Lehrbuch d. Geognosie. Bd. I. Leipz, 1858: Erdbeben und Dislocationen der Erdkruste; pag. 183. PERRY, AL., Geschichtl. Zusammenstellungen von Erdbeben, verschiedene, Paris, Lyon, Dijon, 1841—74. PESCHEL-LEIPOLDT, Physische Erdkunde. Leipz. 1869, Cap. V, Erdbeben, pag. 244. PFAFF, F., allgem. Geologie, Leipz. 1873, Kap. 12, pag. 224: Die Erdbeben und: Grundriss der Geologie, Leipz. 1876, pag. 125, SCHMIDT, I. F., Studien über Erdbeben. II. Aufl. Leipz. 1879. SEEBACH, K. VON, Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872. Leipzig 1873. SUESS, E, Die Erdbeben im südlichen Italien. Denkschr. d. k. k. Akad. d. W. Wien 1873, und die Erdbeben von Niederösterreich, ebendas. TOULA, F., Ueber den gegenwärtigen Stand der Erdbebenfrage. Wien 1881. VOLGER, O., Untersuchungen über die Phänomene der Erdbeben in der Schweiz. II. Bd. Gotha 1857—58.

Erze

von

Professor Dr. Kenngott.

Als Erze wurden im Allgemeinen gewisse Minerale benannt, welche bei reichem Vorkommen dazu dienen, nützliche Metalle daraus hüttenmännisch darzustellen. Es sind gewöhnlich sogenannte schwere unedle (gemeine) Metalle im Gegensatz zu den schweren edlen und deshalb zeigen auch die Erze verglichen mit anderen Mineralen ähnlicher Verbindungsweise durch ihr höheres specifisches Gewicht an, dass sie solche schwere Metalle enthalten. So wurden z. B. bei den Carbonaten $RO \cdot CO_2$ (s. d. Artikel Carbonate) einzelne angeführt, welche, wie der Siderit, Rhodochrosit, Smithsonit und Cerussit durch ihr höheres specifisches Gewicht auf die Anwesenheit schwerer Metalle in ihrer Verbindung hindeuten, wie hier auf die Anwesenheit von Eisen, Mangan, Zink und Blei, während solche Carbonate, welche leichte Metalle in ihrer Verbindung enthalten, wie der Calcit, Aragonit, Dolomit und Magnesit, die leichten Metalle Calcium und Magnesium enthaltend ein minderes specifisches Gewicht aufweisen. Wenn solche specifisch schwerere Minerale in grossen Massen vorkommend gestatteten, aus ihnen schwere unedle Metalle, wie Eisen, Mangan, Zink oder Blei darzustellen, so wurden sie zu den Erzen gerechnet, beziehungsweise zu den Eisen-, Mangan-, Zink- oder Bleierzen.

Ausser dem höheren specifischen Gewichte zeigen andere als Erze durch Bergbau gewonnene Minerale durch ihr halbmetallisches bis metallisches Aussehen an, dass sie an gewisse schwere unedle Metalle erinnern, so dass sich die Aufmerksamkeit auf das Aussehen und Gewicht richtete, um Minerale als Erze zu erkennen, aus denen man Metalle gewinnen könnte.

Gewöhnlich sind die im Allgemeinen als Erze bevorzugten Minerale Verbindungen gewisser schwerer, unedler Metalle mit Sauerstoff oder Schwefel und da die Schwefelverbindungen, wie schon bei den Blenden bemerkt wurde, gestatteten, sie miteinander vergleichend in gewissen Gruppen zusammenzufassen, wie die der Blenden, Kiese und Glanze, so stellte man auch vom mineralogischen Standpunkte aus, Minerale als Erze (als oxydische Erze, Oxydolithe) in eine Gruppe, wobei man in Rücksicht auf andere Arten, welche natürliche Gruppen bilden, die Ordnung der Erze beschränkte, jedoch nicht im Stande war, ihnen einen bestimmten allgemeinen unterscheidenden Charakter zuzuschreiben, durch welchen sie als solche bestimmt von anderen Sauerstoffverbindungen unterschieden werden könnten.

Wenn nun hier unter dem Namen Erze eine Reihe von Mineralen beschrieben werden soll, so ist vorwaltend auf die technisch wichtigen Metalle Rücksicht genommen worden, welche aus solchen Erze genannten Mineralen gewonnen werden. Solche Metalle sind Eisen, Mangan, Chrom, Uran, Zink, Zinn, Blei, Kupfer u. a. m. wonach man Eisen-, Mangan-, Chrom- Uran- Zink- u. a. Erze angegeben findet. Einzelne der so hüttenmännisch als Erze aufgefassten Minerale werden jedoch in anderen Gruppen beschrieben, weil gleichzeitig auch der mineralogischen Auffassung Rechnung getragen werden soll.

I. Eisenerze.

Das Eisen ist in unserer Erde ein allgemein verbreiteter Stoff; dasselbe findet sich jedoch nicht oder wenigstens nur höchst selten als Metall für sich — gedie-

gen — wie man in solchen Fällen sich bei Metallen auszudrücken pflegt; dagegen sind einzelne Verbindungen, in grossen Massen und reichlich verkommend, schon in frühen Zeiten zur Darstellung des Eisens benützt worden. Als solche sind hier hervorzuheben:

Das Magneteisenerz, $FeO \cdot Fe_2O_3$,
das Rotheisenerz, Fe_2O_3 und
das Brauneisenerz, $3\,H_2O \cdot 2\,Fe_2O_3$,

während das auch zur Darstellung des Eisens äusserst wichtige kohlensaure Eisenoxydul $FeO \cdot CO_2$ bereits unter den Carbonaten (s. S. 105) als Siderit (Eisenspath) beschrieben wurde.

1. Das Magneteisenerz oder der Magnetit. Diese Mineralart erhielt diese Namen wegen des ihr eigenthümlichen Magnetismus, wird auch Magneteisenstein genannt. Der Magnetit krystallisirt tesseral, bildet in gewissen Gesteinsarten überaus zahlreich eingewachsene Krystalle, gewöhnlich Oktaeder (Fig. 1), welche oft Contactzwillinge nach einer Oktaederfläche (Fig. 2) bilden, auch Rhombendodekaeder ∞O (Fig. 3) oder Combinationen desselben mit dem Oktaeder (Fig. 4), doch kommen auch bei den in Drusenräumen aufgewachsenen

(Min. 56—59.)

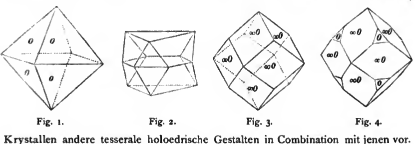


Fig. 1. Fig. 2. Fig. 3. Fig. 4.

Krystallen andere tesserale holoedrische Gestalten in Combination mit jenen vor. Die Spaltungsflächen parallel den Flächen des Oktaeders sind mehr oder weniger deutlich, die Bruchflächen sind muschlig bis uneben. Die einzeln eingewachsenen Krystalle sind bisweilen undeutlich ausgebildet, erscheinen als unbestimmt eckige, selten abgerundete Krystallkörner. Wenn solche früher eingewachsene Krystalle oder Körner lose vorkommen, durch Wasser aus den zersetzten Gesteinen ausgewaschen wurden und sich lose, bisweilen reichlich angehäuft finden, bilden sie den sogen. Magneteisensand. Ausser krystallisirt findet sich der Magnetit in derben Massen, welche als krystallinischkörnige aus Krystallkörnern zusammengesetzt sind und durch zunehmende Kleinheit der Körner undeutlich krystallinisch bis fast dicht sind. Der krystallinisch-körnige Magnetit ist bisweilen drusig-körnig. Selten ist der Magnetit wirklich dicht und als solcher derb und eingesprengt; sehr selten ist er feinerdig, als Ausfüllung von Hohlräumen oder als Ueberzug vorkommend, als solcher Eisenmulm genannt.

Er ist eisenschwarz, zuweilen in stahlgrau, der körnige auch in bräunlichschwarz geneigt, besonders durch Anlaufen, ist metallisch glänzend, oft nur unvollkommen bis matt, undurchsichtig, hat schwarzes Strichpulver, ist spröde, hat Härte = 5,5—6,5 und das specif. Gewicht = 4,9—5,2. Ausgezeichnet ist er durch seinen Magnetismus, immer stark auf die Magnetnadel einwirkend, oft polarisch magnetisch (der natürliche Magnet). Auffallend ist hierbei die Erscheinung, dass die einzelnen Krystalle gewöhnlich weniger stark magnetisch sind als die krystalli-

nisch feinkörnigen bis fast dichten Massen, die selbst schon stark mit Eisenoxydhydrat durchzogen sind, daher bräunlichschwarz gefärbt erscheinen und fast matt sind. Legt man ein Bruchstück solcher in Eisenfeilspäne, so werden diese vom Magnetit angezogen und bleiben daran hängen. Wegen der Fortpflanzung des Magnetismus reihen sich solche Späne aneinander, wie man dies auch sehen kann, wenn man einen Magnetstab durch Eisenfeilspäne hindurchzieht, und bilden Büschel, welche man als Bart bezeichnet. Ist der Magnetit polarisch magnetisch, so stehen an den entgegengesetzten Polen die den Bart bildenden Büschelfasern, (die linear geordneten Eisenfeilspäne) in entgegengesetzter Richtung. Hängt man ein solches polarisch magnetisches Stück an einem Pferdehaar oder an einem ungedrehten Seidenfaden auf, so nimmt es eine Stellung, wie die Magnetnadel an, desgleichen sieht man diese Stellung auch einnehmen, wenn man ein solches Stück auf ein Holzschiffchen legt, welches auf Wasser in einem Gefässe schwimmend sich leicht drehen kann. Die anziehende Kraft des Magnetit, des Magnes lapis oder kurzweg des Magnet genannten Steines war schon den Griechen und Römern, überhaupt den Alten bekannt und es soll, wie PLINIUS in seiner historia naturalis berichtete, der Magnet seinen Namen nach einem Hirten erhalten haben, der ihn auf dem Berge Ida entdeckte, weil die Nägel seiner Schuhe und die eiserne Spitze seines Hirtenstabes daran hängen blieben. Abgesehen von der Zugkraft hatte jedoch die polarische Richtung (die Richtkraft) den grössten Einfluss auf die ganze Menschheit, die von den Chinesen schon 1000 und mehr Jahre vor Chr. zur Lenkung der Wagen in den grossen Steppen der Tartarei benützt wurde, während sie in Europa über 2000 Jahre später zur Anwendung kam.

Als Verbindung des Eisenoxydul mit Eisenoxyd $FeO \cdot Fe_2O_3$ enthält der Magnetit 31 § Eisenoxydul und 69 § Eisenoxyd oder 72,4 § Eisen und 27,6 § Sauerstoff und ist das eisenreichste Erz unter den Eisenerzen. Unwesentlich enthält er bisweilen etwas Titansäure TiO_2, welche als titansaures Eisenoxydul $FeO \cdot TiO_2$ geringe Mengen des Eisenoxydes ersetzt, auch Magnesia an Stelle von Eisenoxydul oder Manganoxydul, wie besonders der oben angeführte Eisenmulm. Als Pulver ist der Magnetit in concentrirter Chlorwasserstoffsäure vollkommen löslich; vor dem Löthrohr ist er sehr schwer, nur an den Kanten schmelzbar. Mit Borax oder Phosphorsalz geschmolzen zeigt die Perle starke Eisenreaction, indem sie heiss dunkelroth ist, in der Oxydationsflamme behandelt beim Erkalten gelb, in der Reductionsflamme behandelt beim Erkalten gelblichgrün (oliven- bis berggrün, bouteillengrün) wird.

Er erleidet bisweilen eine Umwandlung in Eisenoxyd, wie die Martit genannten Pseudokrystalle von Hämatit nach Magnetit von San Paulo in Brasilien oder von Kalinowkoi bei Beresowsk am Ural zeigen, wodurch auch derbe Massen von Magneteisenerz in Rotheisenerz übergehen. Gewöhnlich tritt dazu Aufnahme von Wasser, wodurch Brauneisenerz entsteht, doch scheinen derartige Umwandlungen sehr langsam vor sich zu gehen.

Derbe Massen des Magnetit finden sich nicht selten, selbst in solcher Ausdehnung, dass sie als Gesteinsart aufgefasst werden können, mächtige Lager oder Stöcke bildend, welche dem Gneiss, Glimmerschiefer, Amphibolit, Chlorit- und Thonschiefer, den Grünsteinen, dem körnigen Kalk u. a. eingelagert sind, besonders in nördlichen Ländern, wie in Norwegen (bei Arendal), Schweden (bei Norberg in Westmanland, Filipstad in Wermland, am Grengesberge in Dalarne, am Taberge in Smaland und bei Dannemora), Lappland (die Magneteisenerzberge Kirunavara und Luossavara in Tornea-Lappmark, den mächtigen Magneteisen-

stock am Gellivara in Lulea-Lappmark bildend), am Ural (die Magneteisenberge von Wissokaja-Gora westlich von Nischne-Tagilsk, der Blagodat bei Kuschwinsk, der Kaschikanar bei Nischne-Turinsk), in Nord-Amerika am Oberen-See. In Deutschland treten auch Lager von Magnetit auf, wie in Schlesien, am Harz, in Sachsen, Thüringen, Nassau, in Oesterreich (Steiermark, Böhmen, Mähren), welche aber nicht so mächtig sind, wie die nördlichen Vorkommnisse; südlich sind beispielsweise zu erwähnen die Magneteisenerzlager von Rio auf Elba, die im südlichen Spanien und in Brasilien.

Eingewachsene Krystalle oder Körner sind dagegen sehr häufig, wie in Chloritschiefern und Talkschiefern der Alpen oder in verschiedenen anderen Gebirgsarten, namentlich vulkanischen, meist in verhältnissmässig grosser Menge und bisweilen sehr klein, ja selbst so klein, dass man sie nicht mehr mit dem unbewaffneten Auge erkennen kann, sondern nur durch starke Vergrösserung, wie in Trachyten, Obsidian, Dolerit, Basalt u. a.

Schöne Krystalle finden sich beispielsweise bei Traversella in Piemont, am Monte Mulatto in Süd-Tyrol, im Binnenthale im Canton Wallis in der Schweiz, bei Achmatowsk am Ural, Kraubat in Steiermark, Schwarzenberg in Sachsen, Morawicza im Banat u. a. m.

An den Magnetit schliessen sich an:

Das tesserale Titaneisenerz, wozu auch der sogen. Iserin von der Iserwiese in Böhmen gerechnet wurde, mit verschiedenem Gehalte an Titansäure, der bis zu 25% ansteigend (in den im Nephelindolerit von Meiches in Hessen eingewachsenen oktaëdrischen Krystallen nach A. Knop) gefunden wurde.

Das tesserale Talkeisenerz von Sparta in New-Jersey und der Magneferrit (Magnesioferrit) vom Vesuv, in welchem letzteren der Gehalt an Magnesia (Talkerde) bis zur Formel $MgO \cdot Fe_2O_3$ ansteigt.

Das tesserale Zinkeisenerz oder der Franklinit, welches bei schwarzer Farbe braunes Strichpulver hat, bis über 20% Zinkoxyd enthält und vor dem Löthrohre auf Kohle unschmelzbar einen Zinkoxydbeschlag absetzt. Dieses mit Zinkit bei Franklin und Stirling in New-Jersey in Nord-Amerika vorkommende Erz enthält auch neben dem Eisenoxydul, Zinkoxyd und Eisenoxyd noch Manganoxydul und Oxyd. Die Zusammensetzung entspricht der Formel $RO \cdot R_2O_3$, worin RO wesentlich Fe und ZnO und R_2O_3 wesentlich Fe_2O_3 ist; MnO und Mn_2O_3 sind als Stellvertreter vorhanden.

Das tesserale Manganeisenerz, Jacobsit genannt, am Jakobsberg in Wermland in Schweden, welches wesentlich der Formel $MnO \cdot Fe_2O_3$ entspricht.

Das wichtige tesserale Chromeisenerz oder der Chromit, welcher besonders zur Darstellung gewisser Chromfarben benützt wird. Er enthält Chromoxyd in wechselnden Mengen bis zu 60%, nebenbei Eisenoxydul etwas Magnesia und Thonerde und ist ausser der Chromreaction vor dem Löthrohre bei seiner bräunlichschwarzen Farbe durch einen braunen Strich vom ähnlich aussehenden Magnetit unterscheidbar.

Alle diese sich dem Magnetit anreihenden isomorphen Eisenerze sind mehr oder weniger magnetisch und entsprechen in ihrer Zusammensetzung der allgemeinen Formel $RO \cdot R_2O_3$, welche nach dem bei den Skleriten anzuführenden Spinell die Spinellformel ist. In diesem gleichfalls mit Magnetit isomorphen Minerale ist aber RO wesentlich Magnesia, R_2O_3 wesentlich Thonerde und von ihm gehen eisenhaltige Varietäten aus, welche in die isomorphen Eisenerze überführen.

2. Das Rotheisenerz oder der Hämatit, benannt als Eisenerz nach der rothen Farbe des Strichpulvers oder nach dem griechischen Namen *haematites*, Blutstein, einer fasrigen Varietät dieses Minerales, welche bisweilen noch als Schmuckstein geschliffen wird, häufiger dagegen als Polir- und Putzmittel metallener Gegenstände benützt wird.

Der Hämatit krystallisirt hexagonal, rhomboedrisch-hemiedrisch. Als Grundgestalt wurde das wenig spitze Rhomboeder (Fig. 5) aufgestellt, dessen Endkantenwinkel = 86° ist. Dasselbe kommt auch für sich an Krystallen vor, oder combinirt mit den Basisflächen oR (Fig. 6), welche weiter ausgedehnt (Fig. 7
(Min. 60—63.)

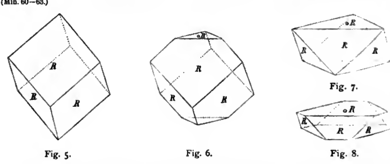


Fig. 5. Fig. 6. Fig. 7. Fig. 8.

bis zu tafelartigen Krystallen (Fig. 8) führen, an denen die Rhomboederflächen R untergeordnet sind. In Combinationen treten auch noch andere Rhomboeder auf, wie das sehr stumpfe Rhomboeder $\frac{1}{4}$R (Fig. 9, an R dreiflächige Zuspitzung der Endecken bildend, die Zuspitzungsflächen gerade auf die R flächen aufgesetzt mit dem Endkantenwinkel = 142° 58′, das stumpfe Rhomboeder $\frac{1}{2}$R′ mit dem Endkantenwinkel = 115° 9′, welches die Endkanten von R gerade abstumpft, das spitze Rhomboëder 2R′ mit dem Endkantenwinkel = 68° 43′. Häufig findet sich die hexagonale Pyramide diagonaler Stellung $\frac{4}{3}$P2, deren Endkantenwinkel = 128° und deren Seitenkantenwinkel = 122° 24$\frac{1}{2}$′ sind, nicht für sich allein, sondern combinirt mit den Basisflächen oR (Fig. 10), durch deren Vorherrschen auch
Min. 64—67.)

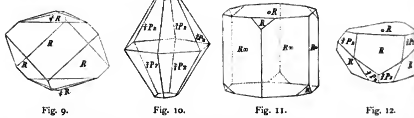


Fig. 9. Fig. 10. Fig. 11. Fig. 12.

tafelartige Krystalle, hexagonale Tafeln mit zugeschärften Rändern entstehen, während auch am Hämatit hexagonale Tafeln mit geraden Randflächen vorkommen durch die Combination der Basisflächen mit dem diagonalen hexagonalen Prisma R∞. Selten sind prismatische Krystalle, denen die Combination R∞·oR zu Grunde liegt (z. B. Fig. 11 in Combination mit R). Die hexagonale Pyramide $\frac{4}{3}$P2 ist in Combination mit verschiedenen Gestalten verbunden, besonders mit R und oR (Fig. 12) und anderen mehr. Die Krystalle sind im Allgemeinen vorherrschend rhomboëdrische, oder pyramidale, oder tafelartige, selten prismatische

Bisweilen finden sich auch Zwillinge. Spaltbarkeit unvollkommen parallel oR und R; der Bruch ist muschlig oder uneben.

Die Krystalle sind meist aufgewachsen, selten eingewachsen, bilden auch Gruppen, von denen die »Eisenrosen« genannten Gruppen (besonders schön die von der Fibia am St. Gotthard in der Schweiz) hervorzuheben sind, welche aus lamellaren Krystallen zusammengesetzt rosettenförmige Gruppen bilden. Sie gehen von kurz-prismatischen polysynthetischen Krystallen aus, welche aus kleinen homolog gruppirten hexagonalen Tafeln bestehen und gehen in abgestumpfte konische oder wulstige Formen über, die verschiedensten Stadien rosettenförmiger Gruppirung durchlaufend.

Ausser krystallisirt findet sich der Hämatit in derben Massen, welche als krystallinisch-körnige oft drusig-körnig sind und bei abnehmender Grösse der Individuen bis in dichten Hämatit übergehen. Sind die derben Massen aus Krystall-Lamellen (Blättern bis Schuppen), welche im Aussehen bezüglich der Form an die Glimmer genannten Minerale erinnern und daher Eisenglimmer genannt wurden, zusammengesetzt, so sind sie als krystallinischblättrige bis schuppige, durch parallele Anordnung der Lamellen schiefrig abgesondert und werden als Gesteinsart vorkommend Eisenglimmerschiefer genannt. Ausserdem findet sich der Hämatit auch dicht (der sog. Rotheisenstein) und erdig (als rother Eisenocher, Rotheisenocher).

Eine besondere Varietät bildet der fasrige Hämatit, dessen Fasern fest mit einander verwachsen divergent oder radial gegeneinander gestellt nach aussen in krummflächige (kugelige, halbkugelige, durch Verwachsung traubige bis nierenförmige) stalaktitische Gestalten übergehen, welche Glaskopf und im Gegensatz zu ähnlichen Gestalten anderer Minerale rother Glaskopf genannt wurden. Sie sind von verschiedener Grösse je nach der Länge der Fasern, welche bis über 20 Centimeter lang vorkommen und andererseits wenige, selbst nur bis einen Millimeter Länge haben. Da diese knolligen, nierenförmigen bis traubigen Gestalten äusserlich eine glatte Oberfläche haben, hat man die Entstehung des Namens Glaskopf in der glatten Oberfläche gesucht, als wenn sie ursprünglich Glatzkopf genannt worden wären. Diese krummflächigen Gestalten zeigen ausser der fasrigen Absonderung auch oft eine krummschalige Absonderung, entsprechend der äusseren Begrenzung.

Das Aussehen der verschiedenen Hämatit-Varietäten ist verschieden, indem die Krystalle eisenschwarz bis stahlgrau, metallisch glänzend und undurchsichtig sind, also vollkommen metallisches Aussehen haben, wesshalb man sie als Varietät Eisenglanz (Glanzeisenerz oder Eisenglanzerz) genannt hat. Die Farbe des Striches ist aber roth, wenn auch bisweilen dunkel bis röthlichschwarz, wie bei den Basanomelan genannten Eisenrosen. Dieses metallische, bei geringem Glanze bis halbmetallische oder unvollkommen metallische Aussehen zeigen auch die krystallinisch-körnigen derben Rotheisenerze, welche besonders als klein- bis feinkörnige röthlichgrau oder röthlichschwarz sind und im Bruche wenig schimmern. Dieser Stich der Farbe in das Rothe wird zunächst meist durch fein anhängende pulverulente Theilchen erzeugt, welche beim Zerschlagen entstehen. Bisweilen sind sehr dünne lamellare Krystalle oder Krystallschüppchen roth durchscheinend, welche zu lockeren, zerreiblichen, schaumigen Parthien oder derben Massen verwachsen, oder als Ueberzug vorkommend rother Eisenrahm genannt worden sind.

Bei dem dichten Hämatit, dem Rotheisenstein, und bei dem fasrigen geht die

eisenschwarze oder stahlgraue Farbe in röthlichgraue, bräunlichrothe bis kirschrothe über, sie sind wenig glänzend oder schimmernd, undurchsichtig und haben blutrothen Strich. Der erdige (der sogen. Röthel) ist bräunlich- oder blutroth, matt und undurchsichtig.

Der Hämatit hat die Härte = 5,5—6,5, welche bei den dichten, fasrigen und erdigen Varietäten aber geringer erscheint, nur bei Krystallen und krystallinischgross- bis grobkörnigen in der normalen Höhe gefunden werden kann; das spec. Gew. ist = 5,1 — 5,3; er ist schwach bis nicht magnetisch. Als Eisenoxyd Fe_2O_3 enthält er 70§ Eisen und 30§ Sauerstoff, also nicht so viel Eisen wie der Magnetit; bisweilen enthält er wie die sog. Eisenrosen, etwas Titansäure TiO_2, welche in Verbindung mit Eisenoxydul, als $FeO \cdot TiO_2$ geringe Mengen des Fe_2O_3 ersetzt, welche titanhaltigen Varietäten bei zunehmendem Gehalte an $FeO \cdot TiO_2$ in den Ilmenit, das mit Hämatit isomorphe rhomboedrische Titaneisenerz überführen. Fremde Beimengungen sind besonders in den in grossen Massen auftretenden Varietäten, den körnigen bis dichten und erdigen enthalten, namentlich den dichten und erdigen, wonach man solche als kieselige, thonige, mergelige und kalkige Rotheisensteine unterschieden findet. In Säuren ist er langsam, leichter als Pulver auflöslich; vor dem Löthrohre ist er unschmelzbar und wird in der Reductionsflamme stärker magnetisch; die rothen Abänderungen werden dabei schwarz. Die Reactionen auf Eisen mit Borax und Phosphorsalz sind dieselben wie bei dem Magnetit.

Der Hämatit ist ein weit verbreitetes und häufig vorkommendes Mineral; er findet sich als Eisenglanz genannte Varietät krystallisirt in Drusen und Nestern, auf Klüften, Gängen und Lagern, in verschiedenen älteren und jüngeren krystallinischen Gesteinsarten eingewachsen und krystallinischkörnig oder krystallinischblättrig bis schuppig, auch selbst als Gesteinsart. Als Fundorte schöner Krystalle sind zu nennen, die Insel Elba, der St. Gotthard, das Tavetsch- und Binnenthal in der Schweiz, Traversella in Piemont, Framont in den Vogesen, Altenburg in Sachsen, Zinnwald in Böhmen, Salm Château in den Ardennen, Katharinenburg und Nischne-Tagilsk im Ural, der Vesuv, Aetna und die liparischen Inseln und Capao in Brasilien. Krystallinische, z. Th. ausgedehnte Massen finden sich in Brasilien, in Schweden, Lappland, Norwegen, am Harz, auf Elba und in anderen Ländern. Die undeutlich krystallinischen, dichten und erdigen Varietäten finden sich sehr häufig untergeordnet in sedimentären Formationen, die reineren in den älteren, unreinere in den jüngeren. Der fasrige (der sog. rothe Glaskopf) findet sich auf Gängen und Lagern, wie bei Zorge, Lauterberg, Andreasberg, Büchenberg und Ilfeld am Harz, Johanngeorgenstadt, Eibenstock, Schwarzenberg und Schneeberg in Sachsen, Brilon in Westphalen, Eisenbach im Schwarzwalde, Framont in den Vogesen, Platten in Böhmen, in Wales, Devonshire und Cumberland in England u. a. a. O.

Wie bereits oben erwähnt wurde, enthält der Hämatit bisweilen Titansäure in Verbindung mit Eisenoxydul als $FeO \cdot TiO_2$ das Eisenoxyd zum Theil ersetzend und führt bei Zunahme der Titansäure über in

Ilmenit, das rhomboedrische Titaneisenerz, welches mit dem Hämatit isomorph ist. Diesem Titaneisenerz sind nach und nach verschiedene Namen gegeben worden, wie Ilmenit ausschliesslich das im Miascit vom Ilmensee in Sibirien, Crichtonit das von Bourg d'Oisans im Dauphiné in Frankreich, Kibdelophan das in Talk bei Gastein in Salzburg, Menacanit das lose im aufgeschwemmten Lande bei Menacan in Cornwall vorkommende, Washingtonit

das von Washington in Connecticut in Nord-Amerika genannt wurde, während unter diesen Namen der Name Ilmenit als Speciesname bevorzugt wird.

Der Ilmenit findet sich krystallisirt und die auf- oder eingewachsenen Krystalle sind ähnlich denen des Hämatit, nur im Allgemeinen weniger deutlich und gut ausgebildet als bei jenem; die Grundgestalt ist ein wenig spitzes Rhomboeder R mit dem Endkantenwinkel nahe $= 86^0$ und die Krystalle sind wie bei dem Hämatit entweder tafelartige oder rhomboedrische, wobei auch die hexagonale Pyramide diagonaler Stellung $\frac{4}{3}$ P2 in Combination mit den Basisflächen und dem Rhomboeder R auftritt. Die Combinationen sind aber weniger flächenreich und mannigfaltig als bei dem Hämatit. Ausser krystallisirt findet sich der Ilmenit derb, krystallinisch-körnig oder schalig abgesondert, eingesprengt und lose Körner bildend. Die Spaltbarkeit wie bei Hämatit parallel den Rhomboederflächen R oder parallel den Basisflächen, deutlich bis undeutlich, der Bruch ist muschlig bis uneben. Der Ilmenit ist eisenschwarz, z. Th. ins Braune oder Graue geneigt, unvollkommen metallisch glänzend bis halbmetallisch, undurchsichtig, hat schwarzen bis bräunlichschwarzen oder röthlichschwarzen Strich, Härte = 5,5 — 6,5 und spec. Gew. = 4,5 — 5,0, ist wenig oder nicht magnetisch.

Er ist wesentlich titansaures Eisenoxydul $FeO \cdot TiO_2$ mit 53 % Titansäure und 47 Eisenoxydul, enthält aber meist etwas Eisenoxyd ($Fe_2O_3 = FeO \cdot FeO_2$) als isomorphen Vertreter des Titanates $FeO \cdot TiO_2$, wodurch der Gehalt an Titansäure allmählich abnimmt und die Ilmenite in titansäurehaltigen Hämatit überführen. Ausserdem enthalten einzelne Vorkommnisse Mangan (Oxydul oder Oxyd oder Hyperoxyd) und besonders Magnesia, deren Gehalt bei einem Vorkommen von Layton's Farm in New-York so bedeutend ist, dass dieses nahezu der Formel $MgO \cdot TiO_2 + FeO \cdot TiO_2$ entspricht und eigentlich als besondere Species getrennt werden müsste, da auch das spec. Gew. desselben bis auf 4,3 herabgeht.

Er ist in Salz- oder Salpetersäure mehr oder minder schwer löslich, die Titansäure ausscheidend; mit concentrirter Schwefelsäure erhitzt, ertheilt er dieser eine blaue Farbe. Vor dem Löthrohre ist er unschmelzbar und zeigt mit Borax und Phosphorsalz die Reaction auf Eisen und Titan. Durch Zusammenschmelzen mit saurem schwefelsaurem Kali wird er vollständig aufgeschlossen und bei der Lösung der Schmelze in Wasser wird die Titansäure ausgeschieden.

Der Ilmenit findet sich in ähnlicher Weise wie der Hämatit, nur seltener und nicht so massenhaft, um als Eisenerz zur Darstellung von Eisen benützt werden zu können; überdies ist das Titaneisenerz wegen der grossen Strengflüssigkeit dazu nicht sonderlich brauchbar.

3. Das Brauneisenerz oder der Limonit. Der Name Brauneisenerz bezieht sich auf die wesentliche braune Farbe dieses Eisenerzes, während der Name Limonit, gebildet von dem griechischen Worte *leimon*, Wiese, sich auf den Namen Wiesenerz bezieht, womit eine gewisse später anzugebende Varietät belegt wurde.

Das Brauneisenerz oder der Limonit ist bis jetzt nicht krystallisirt gefunden worden, es ist aber nicht amorph, indem es ausser dicht und erdig noch mit eigenthümlicher mikrokrystallischer Bildung vorkommt, welche der des rothen Glaskopfes, des fasrigen Hämatit entspricht. Es bildet wie dieser feinfasrige Aggregate, deren Fasern divergent gegeneinander gestellt, gewöhnlich fest mit einander verwachsen sind. Die fasrigen Aggregate sind stalaktitische Gebilde und bilden krummflächige kuglige, traubige, nierenförmige, cylindrische und

conische Gestalten, oft mit krummschaliger Absonderung, welche an der Oberfläche gewöhnlich glatt sind und desshalb wie bei dem fasrigen Hämatit zu dem Namen Glaskopf führten, und die wegen der braunen Farbe des Minerals brauner Glaskopf genannt werden. Es ist jedoch schon im Voraus zu bemerken, dass nicht alle derartig gestalteten braune Vorkommnisse dem Limonit allein angehören, indem auch der Pyrrhosiderit, von welchem weiter unten die Rede sein wird, solche Vorkommnisse bildet, und dass dann nur durch eine chemische Untersuchung entschieden werden kann, ob sie dem Limonit oder dem Pyrrhosiderit zugehören.

Ausser so mikrokrystallisch findet sich der Limonit dicht mit muschligem bis unebenem Bruche oder erdig (als brauner bis gelber Eisenocher oder Brauneisenocher). Der dichte Limonit erscheint meist in derben Massen, welche z. Th. von mächtiger Ausdehnung, selbst als Gesteinsart (Brauneisenstein genannt) aufgefasst werden, lagerartig vorkommen. Ausserdem bildet der dichte Limonit selbständige kugelige, knollige, elliptische, nierenförmige Gestalten, welche als Concretionen gebildet der äusseren Gestalt entsprechend oft im Inneren krummschalig abgesondert und gegen das Centrum zu lockerer bis erdig sind, so dass ein erdiger Kern durch erdigen Limonit gebildet wird. Bisweilen sind diese im Allgemeinen Eisennieren genannten kugligen, knolligen u. s. w. Gebilde im Inneren hohl oder umschliessen fremdartige Minerale, wie Sandkörner und kleine Quarzgeschiebe. Bemerkenswerth ist das massenhafte Vorkommen solcher Eisennieren von geringer Grösse und in kugliger, z. Th. etwas plattgedrückter Form, welche durchschnittlich Erbsengrösse haben, oder kleiner, oder grösser sind und Bohnerz (Bohnenerz) genannt werden, auch Linsenerz, wenn sie klein und flach sind, oder ohne Rücksicht auf diesen Unterschied Eisenoolith heissen. Dieses Bohnerz bildet Lager oder Kluftausfüllungen und zeigt sich in derben Aggregaten solcher verkitteten kleinen Eisennieren oder es sind solche Gebilde in thonigen, mergeligen und kalkigen Gesteinen einzeln, aber sehr zahlreich eingewachsen, namentlich in der Juraformation. Wegen des massenhaften Auftretens dienen sie zur Darstellung des Eisens, sind aber nicht reines Brauneisenerz, sondern besonders mit Thon gemengt.

Eine weitere Varietät des dichten Brauneisenerzes ist das gleichfalls unreine Wiesenerz (woher der Name Limonit stammt), auch See-, Sumpf-, Morasterz oder Raseneisenerz genannt, welches grosse Massen bildend, gewöhnlich löcherig, zellig oder porös ist und als Gesteinsart vorkommt.

Wenn alle diese Vorkommnisse, mit Einschluss des erdigen Brauneisenerzes (des Brauneisenocher) derselben Species (dem Brauneisenerz oder Limonit) zugezählt werden, so sind in Ermangelung bestimmter Krystallisation die Eigenschaften dieser fasrigen, dichten und erdigen Varietäten nicht ganz übereinstimmende, sondern es ent scheidet über die Zusammengehörigkeit wesentlich die chemische Zusammensetzung. Charakteristisch ist die braune Farbe, welche dunkel bis hell, einerseits von kastanien- und nelkenbraun bis zu schwärzlich braun variirt, andererseits von gelblichbraun bis ins Ochergelbe übergeht, indem der Brauneisenocher oder das erdige Brauneisenerz bräunlichgelb bis gelb (ochergelb) ist; bräunlichschwarz oder schwarz sind bisweilen die stalaktitischen Gebilde des fasrigen Brauneisenerzes an der glatten Oberfläche. Diese zeigen an der Oberfläche auch halbmetallischen Glasglanz, während sie im Inneren durch die Faserbildung seidenartig glänzen, die dichten Varietäten sind gewöhnlich glanzlos oder matt, bisweilen schimmernd bis glänzend (wie der sog. Stilpno-

siderit, von dem griechischen Worte *stilpnos*, glänzend, benannt) mit einem eigenthümlichen starken Wachsglanz, welcher bei der dunklen braunen Farbe das bezügliche dichte Brauneisenerz im Aussehen mit Pech vergleichen liess; wesshalb es auch Eisenpecherz genannt wurde. Aehnliche Vorkommnisse bietet auch der dichte Pyrrhosiderit.

Das Brauneisenerz ist undurchsichtig, hat gelblichbraunen bis ochergelben Strich, die Härte = 5,5 — 4,5 und das spec. Gew. = 3,4 — 4,0. Es ist eine Verbindung des Eisenoxydes mit Wasser nach der Formel $3\,H_2O \cdot 2\,Fe_2O_3$, welche 85,6 Eisenoxyd und 14,4 Wasser erfordert, wonach ganz reines Brauneisenerz 60 Procent Eisen ergeben würde, während in Wirklichkeit der Gehalt an Eisen wegen der verschiedenartigen Beimengungen erheblich geringer ist. Ausser Manganoxyd, welches oft in geringer Menge das Eisenoxyd vertritt, enthalten die Brauneisenerze oft Thon und Kieselsäure oder Silicate als Beimengung, besonders die dichten und erdigen, wie das Bohnerz und das Wiesenerz, in welchem letzteren auch Phosphate von Eisenoxydul oder Oxyd oder Schwefelverbindungen vorkommen und auf die Verhüttung desselben einen erschwerenden Einfluss ausüben. Vor dem Löthrohre ist das Brauneisenerz sehr schwer schmelzbar, in der Oxydationsflamme wird es braunroth oder roth, in der Reductionsflamme schwarz und magnetisch. Im Glasrohre erhitzt giebt es reichlich Wasser und wird gleichfalls geröthet. In Salz- oder Salpetersäure ist es auflöslich.

Es ist ein sehr häufiges Mineral, welches auf Lagern und Gängen in den verschiedensten Formationen vorkommt, oft durch Umwandelung entsteht und daher oft Pseudokrystalle, wie besonders nach Siderit, Mesitin, Pyrit und Markasit bildet.

Da bereits schon oben erwähnt wurde, dass dem fasrigen und dichten Brauneisenerz Vorkommnisse des Pyrrhosiderit ähnlich sind, so ist dieser hier auch noch als eine zu den Eisenerzen zu rechnende Species anzuführen, obgleich sie seltener und nicht so massenhaft auftritt wie der Limonit, daher für die Eisengewinnung nicht so wichtig ist.

4. Der Pyrrhosiderit wegen der röthlichgelben und röthlichbraunen Farbe (nach dem griechischen *pyrrhos*, röthlichgelb, und *sideros*, Eisen) benannt, wurde früher nicht von dem Brauneisenerz unterschieden, weil er auch Eisenoxydhydrat ist, jedoch Eisenoxyd und Wasser in anderen Verhältnissen enthält. Er ist nämlich nach der Formel $H_2O \cdot Fe_2O_3$ zusammengesetzt, 89,9 Procent Eisenoxyd und 10,1 Wasser enthaltend. Die nacheinander als verschieden vom Limonit befundenen Vorkommnisse erhielten verschiedene Namen, unter denen der Name Pyrrhosiderit einer Varietät gegeben wurde, welche wegen ihrer röthlichgelben, gelblichroth und röthlichbraun durchscheinenden kleinen lamellaren Krystalle und Blättchen auch Rubinglimmer genannt worden war und auch den Namen Göthit erhalten hatte.

Der Pyrrhosiderit, wenn man so die Species benennt, krystallisirt orthorhombisch, prismatisch bis nadelförmig (daher auch Nadeleisenerz genannt); an deutlichen, immerhin kleinen Krystallen, wie an denen von Lostwithiel in Cornwall in England ist das Prisma ∞P (130° 40′) combinirt mit dem Prisma $\infty P\breve{2}$ (94° 53′) und der Längsflächen $\infty P\breve{\infty}$, am Ende zugespitzt durch eine stumpfe Pyramide $2P\breve{2}$, deren Endkanntenwinkel = 121° 5′ und 126° 18′ sind und von denen die schärferen durch das Längsdoma $2P\breve{\infty}$ (117° 30′) gerade abgestumpft sind. Die Krystalle sind vollkommen parallel den Längsflächen spaltbar. Die

nadelförmigen Krystalle sind meist büschelförmig gruppirt und gehen in fasrige bis sehr zarte kurze haarförmige Krystalle über, welche letzteren sammtartige Ueberzüge bilden (daher Sammteisenerz genannt, wie der von Przibram in Böhmen und Hüttenberg in Kärnthen). Nadel- bis haarförmige Krystalle kommen auch eingewachsen in Amethyst und Bergkrystall vor, z. B. bei Oberstein im Nahethal, auf der Wolfsinsel im Onega-See (daher Onegit genannt) im russischen Gouvernement Olonetz, bei Dürrkunzendorf und Landeshut in Schlesien u. a. a. O. Durch Vorherrschen der Längsflächen werden die Krystalle tafelartig und gehen in zarte Blättchen über (Rubinglimmer, wie der von der Eisenzeche bei Eiserfeld im Siegenschen und auf dem Hollerter Zuge im Saynischen). Zarte Schüppchen erscheinen auch linear gruppirt, aus aneinander gereihten Schüppchen gebildete Fasern darstellend, welche selbst wieder radial gruppirte Ueberzüge, dünne Lagen und nierenförmige, knollige und traubige Gestalten bilden (der sog. Lepidokrokit, wie bei Sayn und Siegen in Westphalen und Easton in Pennsylvanien) während andere durch lineare Individuen gebildete fasrige Aggregate ähnlich wie der bei Brauneisenerz erwähnte braune Glaskopf vorkommen, oft zapfen-, keulen-, röhrenförmige, cylindrische und dergl. Gestalten bildend. Der dichte, z. Th. auch Stilpnosiderit (wie das ähnliche Brauneisenerz), findet sich stalaktitisch, derb und eingesprengt, desgleichen als Pseudomorphose nach Pyrit, Markasit und Siderit. Auch finden sich stenglige bis stenglig-körnige Aggregate.

Bei so verschiedenen Varietäten ist das Aussehen verschieden, die Farbe ist gelblichbraun, ochergelb, röthlichgelb, röthlichbraun, nelkenbraun, schwärzlichbraun bis pechschwarz, die Krystalle sind diamantartig glänzend, der fasrige und schuppigfasrige ist seidenartig glänzend, der dichte wachsglänzend bis matt, Nadeln, Fasern und Blättchen sind durchscheinend, sonst ist er undurchsichtig. Der Strich ist gelblichbraun bis bräunlichgelb, die Härte ist $= 4{,}5-5{,}5$, das spec. Gew. $= 3{,}7-4{,}4$. Er ist nicht magnetisch, hat die oben angegebene Zusammensetzung und enthält oft etwas Manganoxyd, welches, wenn es nicht von Beimengung abhängt, einen Theil des Eisenoxydes ersetzt. Bisweilen ist auch Kieselsäure beigemengt. Das Verhalten vor dem Löthrohre und in Säuren ist dasselbe wie bei dem Brauneisenerz.

Ausser diesen zwei angeführten Verbindungen des Eisenoxydes mit Wasser wurden auch noch andere als Species unterschieden, welche mehr oder weniger Wasser enthalten, so wurde der Turgit, welcher dicht in den Turginskischen Gruben bei Bogoslowsk am Ural und fasrig bei Salisbury in Connecticut vorkommt, als der Formel $H_2O \cdot 2Fe_2O_3$ entsprechend aufgestellt, der Xanthosiderit oder das Gelbeisenerz, welcher radialfasrig, gelblichbraun bis röthlichbraun oder bräunlichroth bei Ilmenau am Thüringer Wald, dicht und erdig an anderen Orten vorkommt und der Formel $2H_2O \cdot Fe_2O_3$ entsprechend angegeben wurde (Hausmann's Gelbeisenstein) und das meist erdige, lichte, ochergelbe Quellerz $3H_2O \cdot Fe_2O_3$. Alle derartige Vorkommnisse bedürfen noch genauerer Bestimmungen, um sie als Species zu fixiren, wenn auch die Möglichkeit vorliegt, dass das Eisenoxyd verschiedene Hydrate bilden kann.

II. Manganerze.

Bei den Eisenerzen wurde mehrfach bemerkt, dass Manganoxydul und Manganoxyd als Vertreter des Eisenoxydul und des Eisenoxydes in Verbindungen vorkommen und auch bei den Carbonaten (Siderit, Rhodochrosit, Oligonit u. a. s.

pag. 103) konnte diese krystallographisch-chemische Verwandtschaft des Mangan und des Eisens beobachtet werden, auf die Verbreitung des Mangan in unserer Erde hinweisend. Diese zeigt sich auch in anderen Verbindungen, wie Silicaten, Sulfaten, Phosphaten und anderen, und wenn auf diese Weise die Manganverbindungen bemerkenswerth sind und Mangan in vielen Mineralen vorkommt, das Mangan überhaupt ein weit verbreiteter Stoff ist, so hat es doch keine ausgedehnte technische Verwendung gefunden. Trotz dessen spielen die Manganerze eine wichtige Rolle und lassen sich zunächst mit den Eisenerzen vergleichen, jedoch kommen dieselben nur an einzelnen Fundorten in grösserer Menge vor, um als solche gewonnen werden zu können. In ihrer Verbindungsweise dagegen erscheinen sie in grösserer Mannigfaltigkeit als die Eisenerze. Die wichtigsten derselben sind folgende:

1. Der Hausmannit, auch Schwarzmanganerz oder Glanzbraunstein genannt, die dem Magnetit analoge Verbindung des Mangan, das Manganoxydoxydul $MnO \cdot Mn_2O_3$. In Betreff der Namen ist zunächst zu bemerken, dass Namen, wie Schwarzmanganerz und Glanzbraunstein nicht bezeichnend genug für die einzelnen Species sind, wie dies sogleich diese beiden Namen zeigen, indem fast alle Manganerze schwarz sind und bei dem Namen Braunstein für mehrere Manganerze das Braun ziemlich bedeutungslos für dieselben ist, der Glanz den Hausmannit weniger auszeichnet, als andere Manganerze, welche durch ihren Glanz viel mehr auffallen als gerade dieser. Es wurde daher in neuerer Zeit nach genauerer Bestimmung der verschiedenen Species nothwendig, andere Namen vorzuziehen, wie hier den zu Ehren des Göttinger Professor JOHANN FRIEDRICH LUDWIG HAUSMANN gegebenen Namen Hausmannit, zumal neben anderen Werken desselben HAUSMANN's Handbuch der Mineralogie in der mineralogischen Litteratur stets seine grosse Bedeutung behalten wird.

Bei der dem Magnetit analogen Zusammensetzung des Hausmannit und bei dem häufigen Auftreten des Manganoxydul und des Manganoxydes neben den gleichen Verbindungen des Eisens, woraus man auf Isomorphismus des Magnetit und Hausmannit schliessen könnte, ist hervorzuheben, dass der Hausmannit nicht tesseral krystallisirt, sondern quadratisch. Die in krystallinisch-drusig-körnigen Massen dieses ziemlich seltenen Manganerzes vorkommenden Krystalle bilden entweder die als Grundgestalt P gewählte spitze quadratische normale Pyramide, deren Endkantenwinkel = 105° 51' und deren Seitenkantenwinkel = 116° 59' sind, oder diese mit vierflächiger Zuspitzung der Endecken durch die stumpfere Pyramide $\frac{1}{2}$P, wozu auch noch bisweilen die diagonale quadratische Pyramide P∞, als gerade Abstumpfung der Endkanten von P kommt. Auch Zwillinge wurden nach P∞ beobachtet. Spaltungsflächen parallel den Basisflächen sind ziemlich vollkommen, undeutliche auch nach P und P∞ beobachtet; der Bruch ist uneben. Gewöhnlich bildet der Hausmannit derbe krystallinisch-körnige Massen.

Er ist eisenschwarz, bisweilen bräunlichschwarz, metallisch glänzend, undurchsichtig, spröde, hat braunen Strich, Härte = 5,0—5,5 und spec. Gew. = 4,70—4,87. Als $MnO \cdot Mn_2O_3$ enthält er 31% Manganoxydul und 69% Manganoxyd oder 72% Mangan und 28% Sauerstoff. Vor dem Löthrohre ist er unschmelzbar und zeigt mit Borax, Phosphorsalz oder Soda starke Reaction auf Mangan, in Chlorwasserstoffsäure ist er unter Chlorentwicklung löslich und färbt als Pulver concentrirte Schwefelsäure lebhaft roth.

Er ist ziemlich selten, findet sich auf Gängen in Porphyren bei Ilfeld am

Harz und bei Oehrenstock unweit Ilmenau am Thüringer Wald, reichlich in Dolomit bei Pajsberg, Nordmark, Langban und Grythytta in Schweden.

2. Der Braunit, nach dem Kammerrath BRAUN in Gotba benannt, auch als Hartmanganerz unterschieden, obgleich andere Manganerze, wie der Psilomelan und Polianit in der Härte nicht nachstehen, ist Manganoxyd und zeigt auffallenderweise nicht rhomboedrische Krystallisation wie das Eisenoxyd als Hämatit oder die Thonerde als Korund, sondern krystallisirt quadratisch. Die kleinen bis sehr kleinen Krystalle, in drusig-körnigen Aggregaten desselben vorkommend bilden gewöhnlich die als Grundgestalt P gewählte Pyramide, welche sehr ähnlich dem Oktaeder ist, indem ihre Endkantenwinkel $= 109° 53'$ und die Seitenkantenwinkel $= 108° 39'$ sind, auch treten dazu die Basisflächen als gerade Abstumpfung der Endecken. Andere Gestalten sind selten; die ziemlich deutlichen Spaltungsflächen sind parallel P; der Bruch ist uneben.

Er ist auch eisenschwarz bis bräunlichschwarz, unvollkommen metallisch glänzend mit Neigung in Wachsglanz, undurchsichtig, spröde, hat schwarzen Strich, Härte $= 6,0-6,5$ und spec. Gew. $= 4,73-4,9$. Als Manganoxyd Mn_2O_3 enthält er 69,6 % Mangan und 30,4 Sauerstoff. Vor dem Löthrohre ist er unschmelzbar und verhält sich gegen Reagentien wie der Hausmannit; von Chlorwasserstoffsäure wird er unter Chlorentwickelung aufgelöst.

Dieses gleichfalls seltene Manganerz findet sich beispielsweise auf Gängen in Porphyr bei Oehrenstock, Elgersburg und Friedrichsrode am Thüringer Wald und bei Ilfeld am Harz. Das Vorkommen von St. Marcel in Piemont wurde wegen wechselnden Gehaltes an Kieselsäure als Marcelin vom Braunit getrennt und es wurde dieselbe als dem Minerale angehörig betrachtet. Es hatte auch HERMANN wegen der auffallenden Verschiedenheit der Krystallisation des Hausmannit vom Magnetit und des Braunit vom Hämatit die Zusammensetzung anders aufgefasst, indem er für den Hausmannit die Formel $2MnO \cdot MnO_2$ und für den Braunit die Formel $MnO \cdot MnO_2$ aufstellte, bei welcher Auffassung der Marcelin $MnO \cdot SiO_2$ als Vertreter für einen Theil von $MnO \cdot MnO_2$ enthalten würde.

3. Der Pyrolusit oder das Weichmanganerz, auch gewöhnlich Braunstein genannt, ein reichlich vorkommendes Manganerz, welches besonders bei der Glasfabrikation gebraucht wird, um dem Glase die von Eisen herrührenden grünen bis braunen Farben zu nehmen. Darauf bezieht sich der Name Pyrolusit, von dem griechischen *pyr*, Feuer und *luo*, ich reinige, während der Name Weichmanganerz sich auf die geringe Härte desselben bezieht.

Der Pyrolusit ist Manganhyperoxyd, MnO_2 mit 63,2 % Mangan und 36,8 Sauerstoff, eine Verbindung, welche bei den Eisenerzen kein Analogon hat und mit Chlorwasserstoffsäure behandelt unter den Manganerzen am reichlichsten Chlor entwickelt, dagegen mit Schwefelsäure gekocht Sauerstoff abgiebt, weshalb er zur Darstellung von Sauerstoff, Chlor und Chlorcalcium gebraucht wird, ausserdem in der Glas- und Emailmalerei, zur braunen Töpferglasur, zum Färben des Steingutes u. s. w.

Er krystallisirt orthorhombisch und die in Drusenräumen aufgewachsenen oder zu drusigen Aggregaten verwachsenen Krystalle sind gewöhnlich nicht deutlich ausgebildet. Die einfachste Form ist bei kurzprismatischer Ausbildung die Combination des Prisma ∞P (93° 40') mit den Quer- und Längsflächen, den Basisflächen und einem stumpfen Querdoma $P\bar{\infty}$ (140°), die verticalen Flächen sind vertical gestreift und weisen auf homologe Verwachsung hin, welche sich auch darin zeigt, dass die Enden bisweilen in viele feine Spitzen zerfasert erscheinen. Auch finden sich tafelartige und spiessige Krystalle. Meist ist das Mineral derb und einge-

sprengt, bildet aus stengligen, nadelförmigen bis faserigen Individuen zusammengesetzte Aggregate, welche stalaktische, traubige, nierenförmige, stauden- und knospenförmige Gestalten darstellen oder es sind derbe Massen aus unregelmässig mit einander verwachsenen Fasern gebildet, bei grosser Kleinheit der Individuen übergehend in dichten Pyrolusit; selten ist er erdig. Er ist mehr oder weniger deutlich spaltbar parallel dem Prisma ∞P, den Quer- und Längsflächen.

Der Pyrolusit ist eisenschwarz bis stahlgrau, unvollkommen metallisch glänzend, der faserige seidenartig, undurchsichtig, wenig spröde bis milde, hat schwarzen Strich, Härte = 2,5—2,0 und spec. Gew. = 4,7—5,0; vor dem Löthrohre ist er unschmelzbar und verwandelt sich durch Verlust von Sauerstoff bei starkem Glühen auf der Kohle in braunes Manganoxydoxydul. Er findet sich auf Gängen und Lagern, wie beispielsweise am Thüringer Wald, namentlich bei Ilmenau, Elgersburg, Friedrichsrode, Schmalkalden, bei Ilfeld, Zellerfeld und Goslar am Harz, bei Arnsberg, Hamm und Siegen in Westphalen, zu Vorderehrensdorf bei Mährisch-Trübau, bei Johanngeorgenstadt in Sachsen, Platten in Böhmen, Macskamezö in Siebenbürgen, Szaska im Banat u. a. O.

Da er oft durch Umänderung des Manganit entsteht, ist es bemerkenswerth, dass bei Platten in Böhmen, Schneeberg, Johanngeorgenstadt und Geier in Sachsen, auf der eisernen Haardt im Siegen'schen in Westphalen, in Nassau und Cornwall ein eigenthümliches Manganerz vorkommt, welches von Breithaupt nach der licht stahlgrauen Farbe Polianit (von dem griechischen »*polianos*« grau) genannt wurde. Dasselbe krystallisirt sehr ähnlich dem Pyrolusit, ist faserig oder körnig, metallisch glänzend, undurchsichtig, spröde, hat schwarzen Strich, die bedeutend höhere Härte = 6,5—7,0 und das spec. Gew. = 4,8—5,06 und ist ebenfalls wie der Pyrolusit Manganhyperoxyd. Es ist demnach nicht unwahrscheinlich, dass wie Breithaupt annahm, der Polianit durch Weicherwerden in Pyrolusit umwandelt, eine Erscheinung, welche bei der Identität der Substanz schwierig zu erklären ist, insofern das spec. Gewicht bei Pyrolusit und Polianit dasselbe und die Härte so auffallend verschieden ist.

4. Der Manganit, auch Graumanganerz genannt. Derselbe entspricht dem Pyrrhosiderit in der Reihe der Eisenerze, indem er das Manganoxydhydrat $H_2O \cdot Mn_2O_3$ ist. Er krystallisirt auch orthorhombisch und man würde bei dem Isomorphismus des Pyrrhosiderit $H_2O \cdot Fe_2O_3$ mit dem Diaspor $H_2O \cdot Al_2O_3$ auch voraussetzen können, dass der Manganit $H_2O \cdot Mn_2O_3$ mit jenen beiden isomorph wäre, doch liess sich dies noch nicht durch die Berechnung der Gestalten genügend feststellen. Er ist unter allen Manganerzen durch seine flächenreichen, und bisweilen grossen Krystalle ausgezeichnet, welche auf Gängen und in Drusenräumen als aufgewachsene vorkommend lang- bis kurzprismatisch sind und in den verschiedenen Combinationen bis jetzt an fünfzig verschiedene Gestalten finden liessen. Unter den Prismen ist ∞P(99°40'), $\infty P\breve{2}$ (61°16'), $\infty P\breve{\tfrac{3}{2}}$ (76°36') $\infty P\bar{2}$ (134°14') als häufig vorkommende anzuführen, auch finden sich in der verticalen Zone die Längs- und Querflächen und die Spaltungsflächen parallel nach den ersteren sind vollkommen, während die parallel dem Prisma ∞P deutlich, parallel der Basis $0P$ unvollkommen sind. An den Enden sind ausser der Basis besonders verschiedene Querdomen zu beobachten, unter denen $P\bar{\infty}$ mit der Endkante 114°19' hervorzuheben ist; sehr verschiedene Pyramiden, unter denen die als Grundgestalt ausgewählte Pyramide P die Endkantenwinkel = 130 49' und 120°54' hat, aber weniger hervortritt, mehr die Pyramide $P\bar{2}$ mit den Endkantenwinkeln 154°13' und 116°10', und $P\bar{3}$ mit den Endkanten = 162°40' und 115°10'.

Die verticalen Flächen sind meist vertical gestreift und die langprismatischen bis über 5 Centim. langen Krystalle durch homologe Verwachsung polysynthetisch, während kurzprismatische flächenreiche Krystalle knieförmige Contactzwillinge nach dem Längsdoma $P\bar{\infty}$ bilden, dessen Endkanten = 122°50' sind, die Hauptachsen der solche Zwillinge bildenden Individuen unter diesem Winkel gegeneinander geneigt sind. Ausser deutlichen Krystallen bildet der Manganit Stengel, Nadeln bis Fasern, welche bei meist radialer oder divergenter (selten paralleler) Stellung zu Aggregaten verwachsen sind; selten sind körnige Aggregate, welche bis in scheinbar dichten Manganit übergehen.

Der Manganit ist stahlgrau bis eisenschwarz, bisweilen bräunlich oder bunt angelaufen, metallisch glänzend, undurchsichtig, spröde, hat braunen oder bräunlichschwarzen Strich, Härte = 3,5—4,0 und spec. Gew. 4,3—4,4. Als $H_2O \cdot Mn_2O_3$ enthält er 89,8 Manganoxyd und 10,2 Wasser und wandelt sich oft in Pyrolusit um. Vor dem Löthrohre ist er unschmelzbar, in concentrirter Chlorwasserstoffsäure auflöslich, Chlor entwickelnd. Er wird wie der Pyrolusit verwendet und findet sich besonders ausgezeichnet bei Ilfeld am Harz, auch bei Ilmenau und Oehrenstock am Thüringer Wald, Undenäs in Westgothland in Schweden, Christiansand in Norwegen, Graham in Aberdeenshire in Schottland u. a. a. O.

Ausser den vier angeführten durch ihre Krystallisation und Zusammensetzung sicher bestimmten Arten von Manganerzen giebt es noch verschiedene Vorkommnisse, welche wegen ihres wesentlichen Mangangehaltes als Manganerze aufgefasst werden können, dagegen in chemischer Beziehung wegen der die Constitution ausdrückenden Formel Schwierigkeiten bieten, welche häufig von Beimengungen beeinflusst werden, während auch mangelnde Krystallisation die Unterscheidung erschwert. Von solchen Vorkommnissen mögen zwei als Beispiele dienen, nämlich:

5. Der Psilomelan, auch Hartmanganerz genannt. Derselbe bildet meist stalaktitische kuglige, traubige, nierenförmige, röhrenförmige, cylindrische und verschiedene andere krummflächige Gestalten, welche sich zunächst in der Form mit denen des sogen. rothen und braunen Glaskopfes (s. pag. 370 u. 373) vergleichen liessen und daher in Rücksicht auf ihre Farbe als schwarzer Glaskopf von jenen unterschieden werden. Diese sind an ihrer Oberfläche rauh bis glatt und auf diese bezüglich wurde der Name Psilomelan aus den griechischen Worten »*psilos*« glatt und »*melas*« schwarz gebildet, während der Name Hartmanganerz sich auf die erhebliche Härte bezieht, welche dieses Vorkommen von anderen ähnlich aussehenden Manganerzen unterscheidet. Die angeführten stalaktitischen krummflächigen Gebilde sind aber nicht so deutlich krystallinische, wie bei dem rothen und braunen Glaskopf, indem sie selten eine Andeutung von radialfaseriger Bildung erkennen lassen, meist nur krummschalige Absonderung zeigen. Ausser in solchen Gebilden findet er sich derb und eingesprengt und als Ueberzug, dicht bis erdig. Der Bruch ist muschelig bis eben.

Er ist eisenschwarz, graulich- bis blaulichschwarz, schimmernd bis matt, undurchsichtig, spröde bis wenig spröde oder etwas mild, hat die Härte = 6,0—5,5 oder auch darunter, das spec. Gew. = 4,0—4,33. Die Zusammensetzung ist bis jetzt nicht durch eine bestimmte Formel auszudrücken, indem er wohl wesentlich reichlich Mangan enthalt, welches nach dem Sauerstoffgehalt zu urtheilen mit diesem Manganhyperoxyd MnO_2 und Manganoxydul MnO bildet, mithin wesentlich eine wasserhaltige Verbindung des Manganoxydul mit Manganhyperoxyd anzunehmen ist. In dieses scheint, wie die Analysen des Psilomelan von Elgers-

burg, Ilmenau und Oehrenstock am Thüringer Wald, Schneeberg und Schwarzenberg in Sachsen, Heidelberg in Baden, la Romanèche in Frankreich und Skidberg in Schweden gezeigt haben, eine wechselnde Menge des Manganoxydul durch Baryterde ersetzt, deren Menge bis auf 17 % ansteigend gefunden wurde. Andere Psilomelane, wie Analysen des Psilomelan von Bayreuth in Bayern, Nadabula in Ungarn, Horhausen in Rheinpreussen, Olpe in Westphalen, Schneeberg in Sachsen und Ilmenau am Thüringer Wald ergaben, enthalten auch Kali (bis 5 %), wonach man Baryterde und Kali enthaltende, Baryt- und Kali-Psilomelane als Varietäten unterschied. Einzelne enthalten Baryterde und Kali, desgleichen finden sich auch geringe Mengen anderer Stoffe, wie von Kalkerde und Magnesia u. a. Der Wassergehalt ist gering, wechselnd, etwa 3—6 %.

Er ist vor dem Löthrohre unschmelzbar und verhält sich wie Pyrolusit, giebt beim Glühen Sauerstoff ab, ist in Chlorwasserstoffsäure löslich, Chlor entwickelnd, concentrirte Schwefelsäure wird durch das Pulver des Psilomelan roth gefärbt. Er findet sich oft mit anderen Manganerzen auf Gängen und Lagern und entsteht durch Zersetzung manganhaltiger Minerale und bildet als Absatz aus Wasser meist die angegebenen stalaktitischen Gebilde. Er wird wie der Pyrolusit und Manganit benützt, besonders wenn er reichlich vorkommt.

6. Der Wad (nach dem englischen wad, Watte), auch Manganschaum genannt, weil er meist sehr weiche, lockere, schaumartige Massen bildet, zeigt nur Spuren krystallinischer faseriger oder schuppiger Bildung, bildet stalaktitische nierenförmige, knollige, kolben- und staudenförmige u. a krummflächige Gestalten, kommt auch derb oder als Ueberzug vor und ist dicht bis feinerdig, meist sehr locker und schaumartig, hat muschligen bis ebenen Bruch und ist meist sehr weich. Er ist nelkenbraun bis bräunlichschwarz, matt, schimmernd bis schwach glänzend, halbmetallisch, der matte durch Streichen mit dem Fingernagel glänzend, undurchsichtig, milde, hat gleichfarbigen Strich und färbt ab, indem sowohl bei der Berührung oder beim Streichen über Papier die pulverulenten Theilchen leicht hängen bleiben, die Härte ist bisweilen bei dichterem Vorkommen bis = 3, gewöhnlich geringer und das spec. Gewicht ist = 3,2—3,7, erscheint dagegen gewöhnlich viel geringer wegen der lockeren Beschaffenheit und grossen Porosität. Aus den wenig übereinstimmenden Analysen geht hervor, dass der Wad ähnlich dem Psilomelan zusammengesetzt ist, auch gewöhnlich, aber weniger Baryterde oder Kali enthält, der Wassergehalt jedoch entschieden höher ist, etwa 10—15 % beträgt. Er ist auch gewöhnlich nicht frei von fremden Beimengungen und scheint zum Theil durch Umwandlung des Psilomelan entstanden zu sein. Er giebt im Kolben erhitzt Wasser ab, ist vor dem Löthrohre unschmelzbar und verhält sich meist wie Psilomelan oder Manganit. In Chlorwasserstoffsäure ist er unter Chlorentwickelung löslich.

Als Fundorte sind beispielsweise zu nennen: Elbingerode, Rübeland und Iberg am Harz, Ilmenau am Thüringer Wald, Hüttenberg in Kärnthen, Krummau in Böhmen, Schapbach in Baden, Wildbad Gastein in Salzburg, Kemlas und Arzberg in Franken, Upton Pyne in Devonshire in England, Kiechen in Rheinpreussen, Groroi im Dep. Mayenne (sogen. Groroilit), Vicdessos im Dep. Arriège in Frankreich und Mossebo in Westgothland.

An diese bezüglich der Zusammensetzung schwierig bestimmbaren unkrystallinischen, meist stalaktitischen Vorkommnisse reihen sich der Kobaltoxydul enthaltende Asbolan (Kobaltmanganerz), das Kupferoxyd enthaltende Kupfermanganerz und einige andere.

III. Zinkerze.

Ausser den für die Gewinnung des Zink wichtigen Species, dem **Smithsonit** oder Zinkspath (s. pag. 107) und dem **Sphalerit** oder der Zinkblende (s. pag. 81) ist hier noch der **Hemimorphit** als Kieselzinkerz anzuführen, dem sich der **Willemit** anschliesst, während das Zinkoxyd für sich selten vorkommt, als Species in der Reihe der Erze **Zinkit** oder **Rothzinkerz** genannt wird.

1. Der **Hemimorphit**, benannt nach dem Hemimorphismus seiner Krystalle, einer eigenthümlichen seltenen Bildung, durch welche die Krystalle an den entgegengesetzten Enden der Hauptachse verschiedene Bildung zeigen, wird auch nach der Zusammensetzung **Kieselzinkerz**, **Zinkkieselerz** oder **Kieselzink** genannt, insofern er ausser Wasser wesentlich Kieselsäure und Zinkoxyd enthält. Er krystallisirt orthorhombisch und die meist kleinen in Drusenräumen aufgewachsenen Krystalle sind bisweilen flächenreich. Sie sind gewöhnlich tafelartig durch die Längsflächen, welche in Verbindung mit dem Prisma ∞P (103°50) in der verticalen Zone zu sehen sind. Dazu treten auch bisweilen die Querflächen, welche selten breiter als die Längsflächen sind. Die Begrenzung an den Enden dieser sechs- bis achtseitig prismatischen oder durch die Längsflächen tafelartigen Krystalle ist fast immer insofern eine verschiedene, als an dem einen Ende die Basisfläche mit dem Querdoma $3\bar{P}\bar{\infty}$ (57°20'), oder mit diesem und dem Querdoma $\bar{P}\bar{\infty}$ (117°14'), oder mit dem Längsdoma $3\breve{P}\breve{\infty}$ (69°48') und dem Längsdoma $\breve{P}\breve{\infty}$ (128°55') vorkommt, auch Quer und Längsdomen ohne Basisfläche vorkommen, während an dem anderen Ende gewöhnlich die Pyramide $2\breve{P}2$ mit den Endkantenwinkeln = 101°35' und 132°26' als vierflächige Zuspitzung erscheint, deren Flächen schräg auf die Prismenflächen ∞P aufgesetzt sind. Auch finden sich bisweilen basische Contactzwillinge. Die Spaltungsflächen parallel ∞P sind vollkommen, parallel dem Querdoma $\bar{P}\bar{\infty}$ deutlich. Die tafelartigen Krystalle sind oft fächerförmig gruppirt und bei grösserer Zahl radial gruppirter Individuen entstehen kuglige, nierenförmige oder traubige Gestalten, welche meist an der Oberfläche drusig oder rauh durch die Enden der verwachsenen Krystalle oder Individuen sind. Im Inneren sind solche Gebilde radialstenglig bis faserig. Bisweilen bildet er feinkörnige Aggregate übergehend bis in dichte Massen, selten ist er erdig.

Er ist farblos, weiss, grau, oft gefärbt, wie gelb, roth, braun, grün oder blau durch Beimengungen, glasartig glänzend (daher auch **Zinkglas** genannt), bisweilen in Diamantglanz geneigt, perlmutterartig auf den Längsflächen, durchsichtig bis undurchsichtig, spröde, hat Härte = 5,0 und spec. Gew. = 3,3—3,5, wird durch Erwärmen polarisch-elektrisch entsprechend der entgegengesetzten verschiedenen Ausbildung der Flächen an den Enden der Hauptachse, wonach der Hemimorphismus mit der polaren Elektricität zusammenhängt. Als wasserhaltiges Zinkoxyd-Silicat entspricht er der Formel $H_2O \cdot ZnO + ZnO \cdot SiO_2$ mit 25,0§ Kieselsäure, 67,5§ Zinkoxyd und 7,5 Wasser. Im Kolben erhitzt giebt er Wasser, ist vor dem Löthrohre zerknisternd unschmelzbar, giebt auf der Kohle für sich oder mit Soda behandelt Zinkoxydbeschlag, färbt sich mit Kobaltsolution befeuchtet und geglüht blau, stellenweise grün; ist in Chlorwasserstoffsäure löslich, Kieselgallerte abscheidend.

Der Hemimorphit, welcher oft mit Smithsonit, auch im Gemenge mit diesem und mit Brauneisenerz auf Lagern in Kalksteingebirgen und auf Gängen vorkommt, ist ein für die Gewinnung des Zinkes wichtiges Mineral und wird wie der Smith-

sonit Galmei genannt oder von jenem als Kieselgalmei unterschieden. Schöne Krystalle finden sich am Altenberge bei Aachen, bei Bleiberg, Reuth und Raibel in Kärnthen, Tarnowitz in Ober-Schlesien, Rezbanya in Ungarn, Nertschinsk in Sibirien, Phönixville und Friedensville in Pennsylvanien.

Da das Zinkoxyd in Verbindung mit Kohlensäure als Carbonat ohne Wasser (Smithsonit, s. pag. 107) und mit Wasser (Hydrozinkit, s. pag. 111) vorkommt, so ist es auch von Interesse, dass ausser dem Hemimorphit, dem wasserhaltigen Silicat des Zinkoxydes, dasselbe auch ohne Wasser mit Kieselsäure verbunden vorkommt, den seltenen Willemit bildend. Dieser ist ein Silicat der Formel $2ZnO \cdot SiO_2$ mit 72,97 % Zinkoxyd und 27,03 Kieselsäure, welches beispielsweise auch mit dem Hemimorphit bei Aachen und bei Stirling und Franklin in New Jersey vorkommt. Er krystallisirt hexagonal, rhomboedrisch-hemiedrisch und die gewöhnlich kleinen bis sehr kleinen Krystalle bilden die Combination des hexagonalen Prisma ∞R mit einem stumpfen Rhomboeder, dessen Endkantenwinkel $= 128°30'$ sind. Ausserdem findet er sich derb, klein- bis feinkörnige Aggregate bildend, auch nierenförmig. Die Krystalle sind deutlich basisch spaltbar, undeutlich parallel ∞R. Er ist weiss, auch gelb, roth, braun, bisweilen grün gefärbt, schwach wachsartig glänzend, mehr oder weniger durchscheinend bis fast undurchsichtig, hat Härte = 5,5 und spec. Gew. = 3,9—4,2. Im Kolben erhitzt giebt er kein Wasser, verhält sich aber sonst wie der Hemimorphit.

2. Der Zinkit, auch Rothzinkerz genannt, weil er gewöhnlich roth gefärbt ist. Dieses seltene, bei Sparta, Franklin und Stirling in New Jersey in Nord-Amerika, gewöhnlich mit Franklinit vorkommende Mineral findet sich meist derb, in individualisirten Massen oder grobkörnige, zum Theil dickschalige Aggregate bildend, oder eingesprengt, ist vollkommen basisch und hexagonal prismatisch spaltbar und nach der Basisfläche oft schalig abgesondert. Er ist blut- bis hyazinthroth, selten orangegelb, diamantartig glänzend in Glasglanz neigend, kantendurchscheinend, hat orangegelben Strich, Härte = 4,0—4,5 und spec. Gew. = 5,4—5,7. Ist Zinkoxyd, ZnO mit geringen Beimengungen, von denen das Manganoxyd die rothe Farbe bedingen soll, da das nicht mineralische Zinkoxyd, welches als Hohofenprodukt erhalten wird, farblose hexagonale Krystalle bildet und der Beschlag von Zinkoxyd bei zinkhaltigen Mineralen auf der Kohle weiss ist. Vor dem Löthrohre ist der Zinkit unschmelzbar, giebt auf der Kohle, besonders bei Zusatz von Soda, weissen Beschlag von Zinkoxyd und ist in Säuren auflöslich.

IV. Kupfererze.

Da von denjenigen Mineralen, welche zur Kupfergewinnung benützt werden, die Schwefelverbindungen bei den Glanzen und Kiesen angeführt werden, wie bereits der Covellin als Kupferblende bei den Blenden (s. pag. 84) angeführt wurde, die wasserhaltigen Carbonate des Kupferoxydes im Artikel Malachite folgen werden, so ist hier nur das Vorkommen des Kupferoxydul als Cuprit und das des Kupferoxydes anzuführen.

1. Der Cuprit oder das Rothkupfererz, Kupferoxydul Cu_2O mit 88,8 Kupfer und 11,2 Sauerstoff. Der Cuprit krystallisirt tesseral, die selten eingewachsenen, meist in Drusenräumen aufgewachsenen Krystalle sind gewöhnlich Oktaeder, Hexaeder oder Rhombendodekaeder oder Combinationen dieser mit einander, wozu auch bisweilen andere Gestalten, wie 2O, 3O, 2O2, $\infty O2$ u. a. treten. Oft findet er sich derb und eingesprengt, krystallinisch-körnig, drusig oder festkörnig bis dicht, selten erdig. Er ist ziemlich vollkommen oder deutlich oktaedrisch

spaltbar; spröde, cochenillroth, dabei bisweilen in bleigrau spielend, mehr oder weniger durchscheinend bis undurchsichtig, hat metallartigen Diamantglanz, bräunlichrothen Strich, Härte = 3,5—4,0 und spec. Gew. = 5,8—6,1. Vor dem Löthrohre auf Kohle erhitzt wird er schwarz, schmilzt dann ruhig und lässt sich zu einem Kupferkorn reduciren. In der Zange erhitzt färbt er die Löthrohrflamme schwach grün und mit Chlorwasserstoffsäure befeuchtet schön blau. In Salpetersäure, Chlorwasserstoffsäure oder in Ammoniak ist er löslich. Er findet sich bisweilen pseudomorph nach Kupfer oder wandelt sich selbst in Azurit und Malachit um.

Eine selten vorkommende Varietät ist der sog. Chalkotrichit, benannt (von dem griechischen *chalkos*, Kupfer und *triche*, Haar) wegen der sehr feinen haarförmigen bis nadelförmigen Krystalle, welche als abnorm verlängerte Hexaeder betrachtet werden, zum Theil büschelig oder rechtwinklig, gitterförmig gruppirt vorkommen, cochenill- bis karminroth, seidenartig glänzend mit Neigung in Diamantglanz. Dieser fasrige Cuprit wurde früher für eine eigene Species gehalten. Der erdige Cuprit, röthlichbraun bis ziegelroth, Ziegelerz genannt, ist gewöhnlich ein Gemenge des Cuprit mit Eisenocher und entsteht oft durch Zersetzung des Chalkopyrit.

Der Cuprit findet sich vorzüglich auf Gängen und Lagern, an einzelnen Orten in grosser Menge, wo er zur Darstellung des Kupfers benützt wird, meist in Begleitung von Kupfer und anderen Kupfer enthaltenden Mineralen. Als Fundorte sind besonders Cornwall in England, Gumeschewskoi, Nischne-Tagilsk und Bogoslowsk am Ural, Moldawa im Banat, Chessy unweit Lyon in Frankreich, Linares in Spanien, Siegen in Westphalen, Käusersteimel bei Sayn-Altenkirch am Westerwald zu nennen, während er auch reichlich in Cuba, Chile, Peru und Bolivia, im Damaraland in Afrika, und in Süd-Australien vorkommt. Der fasrige, Chalkotrichit genannte findet sich bei Rheinbreitenbach am Rhein, in Cornwall, bei Moldawa im Banat und bei Nischne-Tagilsk am Ural.

Von geringer Bedeutung ist

2. das Kupferoxyd CuO. Dasselbe war schon lange als Tenorit benannte Species vom Vesuv bekannt, woselbst es, besonders oberhalb Torre del Greco auf Klüften und in poröser Lava vorkommend sehr zarte, schwarze, metallisch glänzende Blättchen bildet, auch feinschuppig bis erdig ist. Die Blättchen wurden als klinorhombische oder anorthische bestimmt. Später fand sich das Kupferoxyd bei Kewenaw Point am oberen See in Nord-Amerika, derbe, dichte bis erdige schwarze Massen bildend, auch tesseral krystallisirt, Hexaeder, für sich oder in Combination mit dem Oktaeder und Rhombendodekaeder darstellend. Dasselbe wurde Melakonit genannt und die Krystalle für Pseudomorphosen erklärt. Dazu gehört auch ein reichliches Vorkommen bei Copper Harbour in Michigan. Neuerdings fanden sich deutliche klinorhombische und basisch spaltbare Krystalle mit Härte = 4 und spec. Gew. = 5,82 im Chlorit in Cornwall und derbes, dichtes Kupferoxyd. Hiernach ist es wahrscheinlich, dass das Kupferoxyd als Species genügend festgestellt ist, die Trennung des Melakonit vom Tenorit aufzugeben ist.

V. Als Zinnerz

ist nur eine Species anzuführen, der Kassiterit, benannt nach dem griechischen »*kassiteros*« Zinn, welches Mineral schon seit den Zeiten Homers zur Darstellung des überaus wichtigen Metalles Zinn benützt wurde. Die Phönicier holten es schon von den Zinninseln (England und Irland) und

von der iberischen Halbinsel, woselbst es nach PLINIUS in Lusitanien (Portugal) und Gallicia reichlich vorkam. Ja, man vermuthete sogar, dass es schon im Alterthume aus Ostindien (von der Halbinsel Malakka) in den Handel kam.

Der Kassiterit ist Zinnsäure SnO_2 mit 78,4 Procent Zinn und 21,6 Sauerstoff, krystallisirt quadratisch und bildet oft gut ausgebildete Krystalle, welche auf- und eingewachsen gefunden werden. Dieselben sind gewöhnlich prismatisch bis pyramidal ausgebildet und die einfachste Combination ist die des normalen quadratischen Prisma ∞P (Fig. 13 und 14) mit der als Grundgestalt gewählten stumpfen normalen quadratischen Pyramide P, deren Endkantenwinkel = 121° 41', der Seitenkantenwinkel = 87° 7' ist. Oft treten dazu die Flächen des diagonalen quadratischen Prisma $\infty P \infty$ (Fig. 15), die Kanten des normalen gerade

(Min. 68—70.)

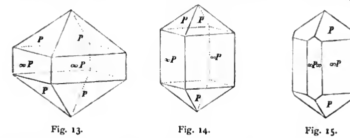


Fig. 13. Fig. 14. Fig. 15.

abstumpfend und die diagonale quadratische Pyramide $P\infty$ mit den Endkanten = 133° 32' und den Seitenkanten = 67° 50', deren Flächen die Endkanten von P gerade abstumpfen (Fig. 16). An flächenreicheren Krystallen finden sich auch oktagonale Pyramiden und Prismen u. a. m. Häufig sind Zwillinge, Zinnzwitter, Contactzwillinge nach $P\infty$ (Fig. 17), wobei sich die Hauptachsen der beiden Individuen unter 112° 10' schneiden, auch Drillinge und weitere Wiederholung der Verwachsung. Die Spaltbarkeit parallel den beiden quadratischen Prismen ∞P und $\infty P \infty$ ist unvollkommen, der Bruch muschlig, uneben bis splittrig. Ausser krystallisirt und undeutlich ausgebildet unbestimmt eckige Körner bildend, findet er sich krystallinisch-körnig, derb bis eingesprengt, häufig lose, als Seifenzinn in den sog. Zinnseifen, welche namentlich in älterer Zeit das Material für die Zinngewinnung lieferten. Eine

(Min. 71—72.)

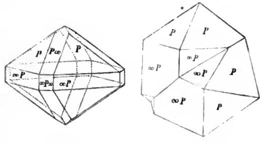


Fig. 16. Fig. 17.

besondere Varietät ist das sog. Holzzinnerz, fasriger Kassiterit, dessen radialfasrige Bildung an den bei Hämatit und Pyrrhosiderit angeführten Glaskopf erinnert.

Der Kassiterit ist gewöhnlich braun, dunkel bis hell, einerseits bis fast schwarz, andererseits bis gelb, selten gelblichroth oder grau bis fast farblos, diamantartig- bis wachsglänzend, halbdurchsichtig bis undurchsichtig, hat hellbraunen bis weissen Strich, ist spröde, hat Härte = 6,0—7,0 und das spec. Gew.

= 6,8—7,0. Er ist meist etwas eisenhaltig, in Säuren unlöslich, vor dem Löthrohre unsehmelzbar, auf Kohle in der Reductionsflamme, besser bei Zusatz von Soda zu Zinn reducirbar.

Er findet sich nicht häufig, dagegen an einzelnen Fundorten gewöhnlich sehr reichlich, von denen einige schon seit den ältesten Zeiten das Material zur Darstellung des Zinn lieferten. Er findet sich in gewissen Gesteinsarten, wie in Granit, Gneiss, Greisen, Syenit, Felsitporphyr, oder auf Gängen in diesen und in Phyllit und Grauwacke, oder lose in Sanden und im aufgeschwemmten Lande. Als Fundorte sind im Erzgebirge Zinnwald, Ehrenfriedersdorf, Geyer, Breitenbrunn, Eihenstock, Johanngeorgenstadt in Sachsen, Zinnwald, Graupen, Platten, Schlaekenwald, Joachimsthal und Schönfeld in Böhmen zu nennen, ferner St. Austle, St. Agnes, St. Just, Redruth, Polgooth und Beacon in Cornwall, Finbo in Schweden, Pitkaranda am Ladogasee in Finnland, die Halbinsel Malakka und die Inseln Banqua und Junkeeylon (Salang) in Ostindien; die reichen Vorkommnisse in Siam, Australien, Bolivia, Californien und Maine in Amerika. Das sog. Holzzinnerz findet sich besonders bei St. Austle in Cornwall, in der Grafschaft Wicklow in Irland, bei Warwick in Queensland in Australien und Xeres in Mexiko.

VI. Als Titanerze

sind verschiedene interessante Minerale zu nennen, unter denen drei die der Zinnsäure in gewisser Beziehung verwandte Titansäure für sich vorkommend darstellen, der Rutil, Anatas und Brookit. Ausserdem findet sich die Titansäure in Verbindung mit gewissen Basen (wie das bereits bei den Eisenerzen angeführte Titaneisenerz zeigte), so mit Kalkerde als Perowskit $CaO \cdot TiO_2$, gewöhnlich aber noch mit anderen Säuren Doppelverbindungen darstellend.

1. Der Rutil, TiO_2. Derselbe ist unter den drei Mineralen, Rutil, Anatas und Brookit, welche die Titansäure in dreifacher Krystallisation darstellen, wonach dieselbe trimorph ist, das häufigste. Er findet sich meist krystallisirt und die Krystalle, welche gewöhnlich in Drusenräumen, in Spalten und Klüften und auf Gängen als aufgewachsene, oft auch in anderen Mineralen oder in verschiedenen Gesteinsarten als eingewachsene vorkommen, sind quadratische, isomorph mit denen des Kassiterit (s. pag. 385) und vorherrschend prismatische, lang- bis kurzprismatische. Die einfachste Combination (Fig. 14) ist die des normalen quadratischen Prisma ∞P mit der stumpfen normalen, als Grundgestalt gewählten quadratischen Pyramide P, deren Endkantenwinkel = 123° 8' sind und welche mit den Prismenflächen ∞P die Combinationskantenwinkel = 132° 20' bilden.

Dazu treten auch (Fig. 15) die Flächen des diagonalen quadratischen Prisma $\infty P\infty$, welche die Kanten des Prisma ∞P gerade abstumpfen, sowie die der stumpferen diagonalen quadratischen Pyramide $P\infty$, welche die Endkanten der Grundgestalt P gerade abstumpfen und mit den Prismenflächen $\infty P\infty$ die Combinationskantenwinkel = 122° 47' 30" bilden. Oft zeigen auch die prismatischen Krystalle vorherrschend oktogonale Prismen, z. B. $\infty P2$ oder $\infty P3$, sowie auch an den Enden oktogonale Pyramiden in Combination mit den quadratischen Pyramiden, selbst vorherrschend auftreten. Er bildet oft knieförmige Contactzwillinge nach $P\infty$ (Fig. 18), wobei die Hauptachsen der beiden zwillingsartig verwachsenen Krystalle sich unter einem Winkel von 114° 25' schneiden. Auch wiederholt sich diese Zwillingsbildung mehrfach und in verschiedener Weise, indem sich ein drittes Individuum an das zweite knieförmig anreiht und entweder mit dem ersten in paralleler Stellung (Fig. 19) erscheint oder nicht.

Die Krystalle sind in der Regel mehr langprismatisch, bei abnehmender Dicke bis nadelförmig, selbst faserig; die kurzprismatischen sind bisweilen gross, bis über ein Pfund schwer, wie bei den mit Quarz in einem Gemenge von Disthen und Pyrophyllit eingewachsenen vom Graves Mount in Georgia in Nord-Amerika. Nadelförmige Krystalle bilden in Folge der Zwillingsbildung und homologer Verwachsung bisweilen eigenthümliche trigonal-gitterförmige und netzartige Gruppen (der sogen. Sagenit, benannt nach dem lateinischen Worte »sagum« ein grobes Gewebe). Ausser krystallisirt findet sich der Rutil auch derb und eingesprengt, selbst krystallinisch-körnige Aggregate bildend, auch lose als Geschiebe und Körner.

(Min. 73–74.)

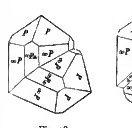


Fig. 18.

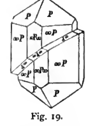


Fig. 19.

Er ist vollkommen spaltbar parallel den Flächen des normalen, weniger deutlich parallel den Flächen des diagonalen quadratischen Prisma; der Bruch ist muschlig bis uneben. Röthlichbraun, bräunlich- bis gelblichroth (daher der Name Rutil von dem lateinischen »rutilus« röthlich), blutroth, röthlichgelb bis gelb, auch braun bis schwarz (solcher aus den Goldseifen von Ohlapian in Siebenbürgen Nigrin genannt, nach dem lateinischen »niger« schwarz), diamantartig- bis halbmetallisch-glänzend, der fasrige bis seidenglänzend, halbdurchsichtig bis undurchsichtig, hat gelblichbraunen bis blassgelben und gelblichgrauen Strich, ist spröde, hat H. = 6,0 — 6,5 und spec. Gew. = 4,2 — 4,3. Obgleich er wesentlich TiO_2 ist, zeigt er fast immer einen kleinen Eisengehalt. Er ist in Säuren unlöslich, als sehr feines Pulver in concentrirter Schwefelsäure etwas löslich; vor dem Löthrohre unschmelzbar und unveränderlich, giebt mit Phosphorsalz in der Oxydationsflamme geschmolzen ein farbloses Glas, in der Reductionsflamme ein gelbes, welches beim Erkalten roth, dann violett wird, woran man die Titansäure erkennt. Wegen des unwesentlichen Eisengehaltes, welcher diese Farbe nicht immer deutlich hervortreten lässt, ist es zweckmässig, der Probe etwas Zinn zuzusetzen, um die violette Färbung deutlich zu erhalten. Mit Soda schmilzt er auf der Kohle wie die Kieselsäure unter Brausen zusammen und sammelt sich über der Kohle zu einer schmutzigbraunen unklaren Perle, welche beim Abkühlen etwas aufglüht. Mit Soda auf Platinblech behandelt zeigt er bisweilen Manganreaction.

Der Rutil findet sich, oft mit krystallinischem Quarz und Hämatit und in Krystallen dieser auch eingewachsen[1]) in den Alpen, wie dem Gebiete des St. Gotthard, im Tavetsch- und dem Binnenthale in der Schweiz, im Pfitschthale in Tyrol, am Bacher in Steiermark, auf der Saualpe bei Windischkappel in Kärnthen; in Gneiss, Granit, Diorit, Foyait, Glimmer- und Chloritschiefer, in Dolomit, Marmor und anderen älteren krystallinischen Gesteinsarten eingewachsen an zahlreichen Fundorten, wie bei Krummhennersdorf bei Freiberg in Sachsen, Bärnau und Aschaffenburg in Bayern, Rosenau in Ungarn, St. Yrieux bei Limoges in Frankreich, Arendal und Krageroë in Norwegen, Buitrago in der Somosierra in Spanien, Takewaya im Ural, Newton in New Jersey und Edenville und Amity

[1]) Von besonderem Interesse sind die in Hämatitkrystallen, hexagonalen Tafeln, eingewachsenen Rutilkrystalle aus dem Tavetschthale in Graubünden wegen der bestimmten krystallographischen Anordnung in jenen.

in New York in Nord-Amerika, in Minas Geraes in Brasilien, bei River-Fort in Tasmanien u. a. O.

2. Der Anatas TiO_2, welcher auch quadratisch krystallisirt, jedoch eine andere Grundgestalt und andere Spaltungsflächen hat. Als Grundgestalt dieses bis jetzt nur krystallisirt gefundenen Minerales wurde die spitze quadratische normale Pyramide P (Fig. 20) gewählt, deren Endkantenwinkel = 97° 51' und deren Seitenkantenwinkel = 136° 36' sind und welche oft nur allein an auf- und eingewachsenen Krystallen vorkommt. Auf diese spitze Pyramide bezüglich wurde der Name Anatas von dem griechischen Worte »*anatasis*« Ausdehnung gebildet gegeben. Sie findet sich auch combinirt mit den Basisflächen oP (Fig. 21), welche die Endecken gerade abstumpfen, mit der diagonalen quadratischen Pyramide $P\infty$, welche die Endkanten von P gerade abstumpft (Fig. 22) und mit anderen Gestalten. Die Krystalle sind gewöhnlich aufgewachsen und ausser den vorherrschend spitz pyramidalen finden sich auch stumpf pyramidale, z. Th. sehr flächenreiche oder tafelartige durch die vorherrschenden Basisflächen, selten prismatische durch das diagonale quadratische Prisma $\infty P\infty$. Er ist vollkommen spaltbar parallel P und oP, der Bruch ist muschlig bis uneben.

(Min. 75—77.)

Fig. 20. Fig. 21 Fig. 22.

Der Anatas ist selten farblos (so lose im Diamanten führenden Sande in Minas Geraes in Brasilien sich findende Krystalle), dabei diamantartig glänzend, auch grau, häufig schwarz bis indigoblau, gelb bis braun, röthlichgelb bis hyacinthroth, diamant- bis halbmetallisch glänzend, durchsichtig bis undurchsichtig, sprode, hat weissen bis grauen Strich, die Härte = 5,0—6,0 und das spec. Gew. = 3,83—3,93. Beim Glühen verändert er das spec. Gew., welches sich bis zu dem des Rutil erhöht. Sein chemisches Verhalten ist im Uebrigen das des Rutil.

Er findet sich wesentlich in Drusenräumen, in Spalten und auf Gängen, wie in Granit, Gneiss, Diorit, Glimmer- und Chloritschiefer u. a. m., seltener als der Rutil, besonders in den Alpen der Schweiz, im Binnenthale in Ober-Wallis (die Alpe Lercheltiny durch Mannigfaltigkeit der Combinationen ausgezeichnet), im Maggiathale in Tessin, im Tavetschthale in Graubünden, im Griesernthale in Uri und am St. Gotthard, bei Bourg d'Oisans im Dauphiné in Frankreich, bei Hof in Bayern, bei Nil St. Vincent in Belgien, Liebecke bei Wettin unweit Halle a. S in der Provinz Sachsen (in Porphyr); bei Katharinenburg, an der Sanarka und verschiedenen anderen Orten am Ural.

3. Der Brookit, TiO_2, welcher noch seltener vorkommt und zu Ehren des englischen Krystallographen H. J. Brooke benannt wurde. Derselbe krystallisirt orthorhombisch und bildet gewöhnlich tafelartige Krystalle durch die vorherrschenden Längsflächen $\infty P\breve{\infty}$ in Verbindung mit dem Prisma $\infty P\breve{2}$ und den Basisflächen oP. Die brachydiagonalen Kantenwinkel des Prisma $\infty P\breve{2}$ sind = 80° 10' und die Combinationskanten desselben mit den Längsflächen $\infty P\breve{\infty}$ sind = 139° 55'.

Ausser diesen drei Gestalten, welche die einfachste Combination bilden, finden sich oft noch andere Gestalten untergeordnet, Pyramiden, Längs- und Querdomen und die Querflächen; bisweilen sind auch die Prismenflächen vorherrschend. Eine eigenthümliche, oberflächlich betrachtet an eine hexagonale Pyramide erinnernde Combination ist die der Pyramide P mit dem Prisma ∞P$\bar{2}$. Die an derselben sichtbaren Endkanten dieser Pyramide sind gleich 135° 37' und 101° 3'. Diese eigenthümlich ausgebildeten eisenschwarzen Krystalle von Magnet-Cove in Arkansas in Nord-Amerika wurden Arkansit genannt, sie sind aber nur eine Varietät des Brookit.

Der Brookit ist parallel den Längsflächen spaltbar, gelb, graulichgelb, röthlichgelb, hyacinthroth, röthlichbraun, graulichbraun bis schwarz gefärbt, diamantartig bis metallisch (der schwarze) glänzend, halbdurchsichtig bis undurchsichtig, spröde, hat grauen bis weissen Strich, Härte = 5,5—6,0 und spec. Gew. = 3,8—4,1. Durch Glühen erhält er das spec. Gew. des Rutil und verhält sich sonst v. d. Löthr. und gegen Säuren wie dieser. Als Fundorte dieses seltenen Minerals sind besonders Tremaddoc in Wales in England, Bourg d'Oisans im Dauphiné in Frankreich, die Tête noire unweit Chamouni in Savoyen, das Maderanerthal in Uri in de Schweiz, Miask am Ural, Magnet-Cove in den Ozark Mounts in Arkansas und Ellenville in Ulster County in New York zu nennen.

Die Titansäure tritt ausserdem in Verbindung auf, unter denen die einfachste der Perowskit ist, welcher somit als ein Titanat zu den Titanerzen gehört. Diesem reihen sich andere an, welche noch andere Säuren enthalten.

4. Der Perowskit, benannt nach dem russischen Grafen L. A. PEROWSKY und zuerst auf Chloritschiefer bei Achmatowsk in den Nasjamsker Bergen am Ural aufgefunden. Dieses seltene Mineral krystallisirt tesseral, bildet gewöhnlich Hexaeder ∞O∞ oder Oktaeder O, für sich oder in Combination dieser mit einander oder mit dem Rhombendodekaeder ∞O; untergeordet wurden Tetrakishexaeder, Deltoidikositetraeder und Tetrakontaoktaeder daran gefunden. Die Krystalle sind auf- oder eingewachsen, auch bildet er nierenförmige Gestalten und findet sich derb. Er ist parallel dem Hexaeder spaltbar, graulichschwarz bis eisenschwarz, röthlichbraun, hyacinthroth, orange- bis honiggelb, halbdurchsichtig bis fast undurchsich, hat metallartigen Diamantglanz, graulichweissen Strich, H. = 5,5 und spec. Gew. = 4,0—4,1. Er ist wesentlich $CaO \cdot TiO_2$ mit wenig stellvertretendem Eisenoxydul, vor dem Löthrohre unschmelzbar, zeigt mit Borax oder Phosphorsalz geschmolzen Titanreaction, wird durch Schmelzen mit saurem schwefelsaurem Kali zerlegt, von Säuren wenig angegriffen. Als weitere Fundorte sind ausser dem oben angegebenen noch Zermatt in Ober-Wallis in der Schweiz, das Wildkrenzjoch im Pfiischthale in Tyrol, Monte Lagazzolo im Malencothale bei Sondrio in Ober-Italien und Magnet-Cove in Arkansas in Nord-Amerika zu erwähnen.

Ausser dieser einfachen Verbindung finden sich noch verschiedene, zum Theil seltene und meist noch nicht ganz sicher bezüglich der Verbindungsweise festgestellte Minerale, welche Verbindungen der Titansäure in Gemeinschaft mit anderen Säuren schwerer Metalle darstellen und somit auch zu den Titanerzen gerechnet werden, wie der früher für Perowskit gehaltene Dysanalyt von Vogtsburg am Kaiserstuhl im Breisgau in Baden, welcher schwarze undurchsichtige Hexaeder in krystallinisch-körnigem Kalk bildet und wesentlich titansaure Kalkerde mit niobsaurer Kalkerde enthält, mit etwas Cer- und Eisenoxydul, ferner der norwegische in Granit eingewachsene, schwarze undurchsichtige orthorhombisch krystalli-

sirende Polykras, welcher eine wasserhaltige Verbindung der Titan- und Niobsäure mit Yttererde, Erbinerde u. a. darstellt; ferner der auch bei Hitteroe in Norwegen und bei Miask am Ural vorkommende eisenschwarze bis braune, orthorhombisch krystallisirende Aeschynit, welcher ausser Titansäure Niob- und Thorsäure in Verbindung mit Ceroxydul und anderen Basen RO enthält; ferner der orthorhombische bräunlichschwarze Euxenit von Hitteroë, Tromoë u. a. Orten in Norwegen, welcher Titan- und Niobsäure in Verbindung mit Yttererde, Uranoxydul und anderen Basen RO enthält; ferner der eisen- bis sammtschwarze orthorhombische, in Zirkonsyenit von Frederiksvärn in Norwegen vorkommende Polymignyt, welcher Titan- und Zirkonsäure mit Yttererde, Eisen- und Ceroxyd enthält und der orthorhombische eisenschwarze Mengit von Miask am Ural und von der Insel Groix im Département Morbihan in Frankreich, welcher auch Titan- und Zirkonsäure in Verbindung mit Eisenoxyd enthalten soll.

An diese Titansäure enthaltenden Minerale reihen sich andere, welche ausser Titansäure noch Kieselsäure enthalten. Unter diesen ist als ausgezeichnete und häufig vorkommende Species zu erwähnen:

5. Der Titanit, benannt wegen des Gehaltes an Titansäure. Er krystallisirt klinorhombisch und bildet fast ausschliesslich auf- und eingewachsene Krystalle welche durch eine sehr grosse Verschiedenheit in ihrer Ausbildung ausgezeichnet sind. Die grösste Mannigfaltigkeit zeigen die in Drusenräumen, auf Klüften und Gängen aufgewachsen vorkommenden Krystalle gegenüber den in verschiedenen älteren und jüngeren krystallinischen Silicatgesteinen eingewachsenen Krystallen, weshalb sogar früher zwei Arten unterschieden, diese Sphen genannt wurden, während sie in der That mit jenen zusammen nur eine Art bilden, welche als Titanit benannte den Sphen als Varietät enthält. Das Aussehen der aufgewachsenen Krystalle ist nicht allein durch die sehr mannigfachen Combinationen bedingt, sondern ganz besonders durch die verschiedene Ausdehnung der Krystalle in verschiedenen Richtungen, wodurch sie für krystallographische Studien von grosser Bedeutung geworden sind. Die einfachsten Krystalle, wie sie am rothen Boden bei Guttannen, am Steinhaushorn und Sustenhorn im Berner Oberlande in der Schweiz, auch z. Th. im Maderanerthale im Canton Uri vorkommen, erscheinen als dünne rhombische Tafeln mit schrägen Randflächen und bilden die Combination des hinteren Querhemidoma $\frac{1}{2}P'\bar{\infty}$ mit dem Grundprisma ∞P, welches die schmalen schrägen Randflächen der Tafel darstellt. Die klinodiagonalen Kanten des Prisma sind $= 133°54'$, die orthodiagonalen, seitlichen $= 46°6'$ und die Querhemidomenflächen als die rhombischen Tafelflächen der Krystalle sind gegen die klinodiagonalen Kantenlinien des Prisma ∞P unter $124°27'$, und $55°33'$ geneigt. Dazu tritt häufig das hintere Querhemidoma $P'\bar{\infty}$, welches die stumpfen Combinationsecken von $\frac{1}{2}P'\bar{\infty}$ mit ∞P abstumpft, die Abstumpfungsflächen gerade auf die klinodiagonalen Kanten von ∞P aufgesetzt. Die Flächen dieses Querhemidoma sind gegen die klinodiagonalen Kantenlinien des Prisma ∞P unter $145°33'$ und $34°27'$ geneigt und bilden mit $\frac{1}{2}P'\bar{\infty}$ eine Combinationskante $= 158°54'$, deren Kantenlinie der längeren Diagonale des durch $\frac{1}{2}P'\bar{\infty}$ gebildeten Rhombus in der Combination $\frac{1}{2}P'\bar{\infty} \cdot \infty P$ parallel geht.

In ähnlicher Weise wie durch $P'\bar{\infty}$ werden auch die spitzen Combinationsecken der stumpfen Prismenkanten von ∞P mit $\frac{1}{2}P'\bar{\infty}$ durch die Basisflächen oP abgestumpft, welche auf die stumpfen (klinodiagonalen) Kanten von ∞P gerade aufgesetzt sind und mit ihren Kantenlinien Winkel $= 94°54'$ und $85°6'$ bilden, während die stumpfe Combinationskante von oP mit $\frac{1}{2}P'\bar{\infty}$ $140°39'$ be-

tragt. Die gegenseitige Breite der drei Flächen $0P$, $\frac{1}{2}P'\bar{\infty}$ und $P'\bar{\infty}$ wechselt und es kommen auch die Flächen $\frac{1}{2}P'\bar{\infty}$ sehr schmal vor oder sie sind ganz verdrängt, wodurch dann $0P$ und $P'\bar{\infty}$ einander begrenzend sich unter 119° 33′ schneiden. Neben dem Grundprisma ∞P findet sich auch noch ein anderes, $\infty P\breve{3}$, welches die scharfen Kanten von ∞P zuschärft und in derselben Zone finden sich die Längsflächen $\infty P\breve{\infty}$, welche die scharfen Kanten von ∞P gerade abstumpfen. Durch diese Flächen wird die rhombische Tafel eine sechsseitige, wogegen auch sechsseitige Tafeln mit schrägen Randflächen vorkommen, welche durch Hemipyramidenflächen erzeugt werden. Durch solche entstehen, zugleich mit den Längsflächen auch achtseitige, auch oblonge Tafeln. Derartige Combinationen gehen von tafelartigen Krystallen in prismatische über, je nach dem das Prisma ∞P oder Hemipyramiden vorherrschend ausgebildet vorkommen.

Unter diesen ist besonders die hintere Hemipyramide $\frac{2}{3}P'\breve{2}$ ausgezeichnet, welche bei verticaler Stellung ihrer klinodiagonalen Endkanten ein rhombisches Prisma von 136° 6′ darstellt, an dessen Enden die Basisflächen und das hintere Querhemidoma $P'\bar{\infty}$ eine Zuschärfung von 60° 27′ bilden. Diese Combination $\frac{2}{3}P'\breve{2} \cdot 0P \cdot P'\bar{\infty}$ von orthorhombischem Aussehen ist besonders bei den eingewachsenen Krystallen zu beobachten und wegen der scharfen Endkanten der scheinbaren Querdomen wurde diesen Krystallen der Name Sphen, von dem griechischen Worte »*sphen*«, Keil gegeben. Oft tritt zu dieser Combination das Längsdoma $P\breve{\infty}$, wodurch das scheinbare orthorhombische Aussehen dieser Krystalle aufgehoben wird und diese als klinorhombische erkenntlich sind.

Ebenso wie durch die vorherrschende Ausbildung der Hemipyramide $\frac{2}{3}P'\breve{2}$ oder anderer Hemipyramiden sind auch Krystalle wirklich prismatisch ausgebildet durch das Vorherrschen des Prisma ∞P. Ueberhaupt sind die Krystalle sehr verschieden im Aussehen, je nach dem diese oder jene Flächen oder Gestalten vorherrschend ausgebildet sind. Sehr häufig bilden die aufgewachsenen Krystalle Zwillinge nach $0P$ und zwar Berührungs- oder Durchkreuzungszwillinge; selten sind Krystalle zu derben schaligen Aggregaten verwachsen.

Der Titanit zeigt entweder Spaltungsflächen parallel dem Prisma ∞P oder parallel dem oben erwähnten Längsdoma $P\breve{\infty}$, welches an eingewachsenen Krystallen untergeordnet auftritt, die spitzen Combinationsecken der scheinbar orthorhombischen Krystalle abstumpfend. Die Endkantenwinkel dieses Längsdoma betragen 113°30′. Der Bruch ist muschlig. Die Farben sind meist gelbe bis braune (daher die Namen Gelb- und Braunmenakerz) besonders bei den eingewachsenen Krystallen, während aufgewachsene auch oft grün sind, dabei so blass, dass sie selbst farblos erscheinen, selten sind graue und rothe (der sogen. Greenovit), der Glanz ist glas- bis diamantartig, auf Bruchflächen bis wachsartig, die Durchsichtigkeit verschieden bis zur Durchscheinheit an den Kanten herabsinkend. Die H. ist = 5,0—5,5, das spec. Gew. = 3,4—3,6.

Er ist eine Verbindung der Kalkerde mit Titan- und Kieselsäure nach der Formel $CaO \cdot 2TiO_2 + CaO \cdot 2SiO_2$ oder kürzer $CaTiSiO_5$ mit 28,3% Kalkerde, 41,4 Titansäure und 30,3 Kieselsäure, wobei meist wenig Eisenoxydul die Kalkerde zum Theil ersetzt, die Farben bedingend. Selten ist etwas Manganoxydul vorhanden, wie in dem fleisch- bis rosenrothen Greenovit von St. Marcel in Piemont. Der Titanit ist in Chlorwasserstoffsäure unvollständig, in Schwefelsäure vollkommen auflöslich, wobei sich in der Lösung Gyps bildet. Er ist v. d. L. an den Kanten mit Anschwellen zu mehr oder minder dunklem Glase schmelzbar und zeigt mit Phosphorsalz geschmolzen in der Reductionsflamme, besonders bei Zusatz von

etwas Zink oder Zinn Titanreaction, indem das Glas heiss gelb, beim Erkalten violett wird.

Der Titanit findet sich in verschiedenen Gebirgsarten eingewachsen, wie in Syenit, Diorit, Gneiss, Glimmer- und Chloritschiefer, im Trachyt, Phonolith, Dolerit und Basalt, auch in Marmor, die einfacheren Combinationen bildend, an denen die Hemipyramide $\frac{2}{3}P'\,\bar{2}$ vorherrscht, während die in Drusenräumen, auf Klüften und Gängen vorkommenden aufgewachsenen Krystalle die mannigfachsten Combinationen bilden, an denen bis über 50 einfache Gestalten bekannt wurden. Durch schöne Krystalle ausgezeichnete Fundorte sind beispielsweise das St. Gotthardgebiet, das Vorderrheinthal und das Maggiathal in der Schweiz, der Montblanc, das Dauphiné in Frankreich, Obersulzbach im Pinzgau, das Pfunders- und Pfitschthal in Tyrol, Achmatowsk und Slatoust am Ural, Arendal in Norwegen u. a. m. Bemerkenswerth ist bei dem häufigen Vorkommen des Titanit, dass er meist kleine Krystalle bildet, grössere sich selten finden, die mehrere Centimeter in einer Richtung der Ausdehnung zeigen. Schöne durchsichtige grüne Krystalle werden bisweilen als Schmucksteine geschliffen.

Ausser dem Titanit giebt es noch einige andere Silico-Titanate, welche jedoch nicht allein seltene Vorkommnisse sind, sondern auch deshalb noch nicht nach jeder Richtung hin genügend untersucht werden konnten. Zu erwähnen sind als solche der in der Form dem Titanit ähnliche Yttrotitanit von Buoë bei Arendal und anderen Punkten zwischen Arendal und Krageroë in Norwegen, welcher braunlichroth bis dunkelbraun gefärbt ist, ausser den wesentlichen Bestandtheilen des Titanit SiO_2, TiO_2, und CaO besonders noch Yttererde, Thonerde und Eisenoxyd enthält und v. d. L. ziemlich leicht mit Blasenwerfen zu schwarzer Schlacke schmelzbar ist; ferner der klinorhombische röthlich- bis gelblichbraune Mosandrit im Syenit der Insel Lamoë bei Brevig in Norwegen und der kleinen Insel Laven im Langesundfjord, welcher wasserhaltig ist und ausser SiO_2, TiO_2 und CaO reichlich Cer-Lanthan- und Didymoxyd enthält; ferner der dichte sammtschwarze Tschewkinit im Granit des Ilmengebirges bei Miask und von der Küste Coromandel, welcher wasserfrei nicht allein Kiesel- und Titansäure, sondern auch Thorsäure und als Basen wesentlich Cer-Lanthan- und Didymoxyd, Eisenoxydul, wenig Kalkerde u. a. enthält. Derselbe erglüht vor dem Löthrohre schnell, bläht sich ausserordentlich auf, wird schwammig und porös und schmilzt erst bei starker Weissgluht. Schliesslich ist noch der dichte pechschwarze Schorlamit von Magnet-Cove in Arkansas in Nord-Amerika zu erwähnen, welcher wesentlich ein Silico-Titanat von Kalkerde und Eisenoxydul zu sein scheint.

VII. Als Wolframerze nach dem Gehalte an Wolframsäure aufgefasst sind nur wenige Minerale bekannt, welche Verbindungen der in chemischer Beziehung interessanten Wolframsäure mit gewissen Basen RO bilden. Unter diesen steht obenan:

1. Der Wolframit. Dieses lange bekannte Mineral, welches bei seinem häufigen Zusammenvorkommen mit dem Kassiterit frühzeitig beachtet, aber nicht verwerthet wurde, im Gegentheil als nachtheilig für die Zinngewinnung galt, durch seine Anwesenheit der Zinngehalt vermindert werden sollte und selbst der Name damit in Zusammenhang gebracht wurde, dient jetzt als werthvolles Material zur Darstellung verschiedener Farben und des Wolframstahles. Er findet sich oft krystallisirt und bildet selbst ziemlich grosse bis über 10 Centim. messende Krystalle, welche auf- und eingewachsen vorkommen, ausserdem ist er häufig derb, stenglige, schalige oder grosskörnige krystallinische Aggregate bildend,

wobei die Absonderungsflächen der verwachsenen Individuen gewöhnlich gestreift sind.

Früher wurden die Krystalle des Wolframit für orthorhombische gehalten, an denen gewisse Combinationsgestalten eine hemiedrische Ausbildung zeigen, während sie nach neueren Bestimmungen klinorhombische sind. Sie sind meist prismatisch ausgebildet und zeigen als orthorhombische betrachtet in der verticalen Zone gewöhnlich ein Prisma ∞P, dessen brachydiagonale Kanten $= 101^\circ 5'$ sind und durch die Querflächen gerade abgestumpft werden. Die Combinationskanten dieser und der Prismenflächen ∞P sind durch ein anderes Prisma $\infty P \bar{2}$ abgestumpft und diese Abstumpfungsflächen sind gegen die Querflächen unter $157^\circ 38'$ geneigt, wonach die brachydiagonalenKanten des Prisma $\infty P \bar{2} = 135^\circ 16'$ sind. Bisweilen sind die makrodiagonalen Kanten des Prisma ∞P, welche $78^\circ 55'$ messen, durch die Längsflächen gerade abgestumpft, denen die vollkommenen Spaltungsflächen der Krystalle entsprechen. An ihren Enden zeigen sie eine Begrenzung durch ein Querdoma, dessen Flächen ungleich breit sind. Sie wurden gegen die Querflächen unter $117^\circ 20'$ geneigt gefunden und ihre horizontale Endkante $= 125^\circ 20'$. Ausserdem bemerkt man oft an den Enden ein Längsdoma $P\breve{\infty}$, dessen Flächen gerade auf die makrodiagonalen Kanten des Prisma ∞P oder auch auf die Längsflächen, wenn diese da sind, aufgesetzt erscheinen. Dazu kommen noch die Flächen einer Pyramide P, bisweilen auch die einer zweiten Pyramide $2P\breve{2}$ und auch die Pyramiden sind entsprechend der ungleichen Grösse der Querdomenflächen wie klinorhombische Hemipyramiden ausgebildet, als vordere und hintere von ungleicher Grösse oder die hinteren bis zum Verschwinden zurückgetreten. Neuere Bestimmungen haben geringe Winkelunterschiede der vorderen breiteren und hinteren schmäleren Querdomenfläche gegen die Querfläche ergeben, wonach die Längsachse und Hauptachse nicht rechtwinkelig aufeinander stehen, sondern um etwa 40' vom rechten Winkel abweichen. Die Endkante des Querdoma, jetzt Combinationskante des vorderen und hinteren Querhemidoma wurde $= 124^\circ 48'$ und die Neigung zur Querfläche für das vordere $= 118^\circ 6'$, für das hintere $= 117^\circ 6'$ gefunden. In gleicher Weise zeigten sich auch bei den anderen Gestalten Unterschiede, welche die neue Auffassung bestätigen. Die verticalen Flächen sind gewöhnlich vertical gestreift und die Krystalle, namentlieh die grösseren zeigen oft ausser den vollkommenen Spaltungsflächen eine den äusseren Flächen entsprechende schalige Absonderung. Zwillinge sind nicht selten, besonders Contactzwillinge nach Querflächen, auch wurden solche nach Längsdomenflächen beobachtet.

Der Wolframit ist bräunlichschwarz, graulich- bis eisenschwarz, wachsglänzend, zum Theil bis halbmetallisch, auf den vollkommenen Spaltungsflächen in Diamantglanz geneigt, undurchsichtig bis an den Kanten durchscheinend, der Strich ist röthlich- bis schwärzlichbraun, die Härte $= 5,0-5,5$, das spec. Gew. $= 7,2-7,5$. Die Zusammensetzung ist der Formel $RO \cdot WO_3$ entsprechend und die beiden durch RO ausgedrückten Basen FeO und MnO wechseln in den Mengenverhältnissen untereinander. Im Mittel enthält der Wolframit 11,86% Eisenoxydul, 11,70 Manganoxydul und 76,44 Wolframsäure und nach dem Wechsel der Basen untereinander kann man eisenreiche und manganreiche Abänderungen unterscheiden, von denen die letzteren sich durch röthlichbraunen Strich und geringeres spec. Gew. kennzeichnen. V. d. L. ist der Wolframit etwas schwierig zu einer magnetischen Kugel schmelzbar, deren Oberfläche bei der Abkühlung

krystallinisch wird. Mit Flüssen reagirt er auf Mangan, Eisen und Wolfram. Das Pulver wird in erwärmter Chlorwasserstoffsäure und an der Luft vollständig zersetzt, wobei ein gelblicher Rückstand bleibt, welcher sich in Ammoniak grösstentheils löst; beim Erhitzen in concentrirter Schwefelsäure wird das Pulver blau; auch giebt es mit Phosphorsäure stark eingekocht eine schöne blaue Flüssigkeit von syrupähnlicher Consistenz.

Der Wolframit findet sich besonders auf Zinnerzlagerstätten, wie zu Geyer, Altenberg und Ehrenfriedersdorf in Sachsen, Schlackenwald und Zinnwald in Böhmen, sowie in Cornwall. Auch trifft man ihn auf anderen Erzgängen an, wie auf dem Pfaffen- und Meiseberge im Anhalt'schen, zu Strassberg und Harzgerode am Harz, auf Quarzgängen wie bei Chanteloube bei Limoges u. a. O. in Frankreich. Ausserdem findet er sich in Cumberland, bei Nertschinsk, Adontschilon, Bayewka bei Katharinenburg am Ural, auf der Hebriden-Insel Rona, auf Ceylon u. s. w.

Bei dem grossen Wechsel des Wolframit im Eisen- und Mangangehalt, welche beiden Basen FeO und MnO als wesentliche Bestandtheile anzusehen sind, ist es ersichtlich, dass als Extreme auch $MnO \cdot WO_3$ und $FeO \cdot WO_3$ vorkommen können, denen sich die eisenarmen Wolframite einerseits und die manganarmen andererseits anschliessen. So fand sich auch in der That isomorph mit Wolframit im Mammoth-District in Nevada das Hübnerit genannte Manganwolframiat $MnO \cdot WO_3$, dem sich eisenarme Vorkommnisse von Bayewka bei Katharinenburg und von Schlackenwald (der sogen. Blumit) anschliessen. Das andere Extrem hat sich noch nicht gefunden, dagegen ist es interessant, dass sich bei Kimbosan in Kai auf Japan Eisenwolframiat $FeO \cdot WO_3$ gefunden hat, welches quadratisch krystallisirt und Reinit genannt wurde und auf Dimorphismus der Verbindung $RO \cdot WO_3$ hinweist. Dieser Dimorphismus war schon aus zwei anderen Species ersichtlich, nämlich aus den Wolframiaten der Kalkerde und des Bleioxydes. Das letztere, der Stolzit, auch Wolframbleierz genannt, $PbO \cdot WO_3$ ist ein seltenes Mineral, quadratisch krystallisirend mit der Grundgestalt P, deren Endkantenwinkel = 99°46′ sind. Das andere, der Scheelit, auch Scheelerz genannt, $CaO \cdot WO_3$, ist mit jenem isomorph, und beiden ähnlich ist die Gestaltung des Reinit.

2. Scheelit benannt nach dem schwedischen Chemiker K. W. Scheele, welcher die Wolframsäure und Molybdänsäure, das Mangan, die Fluorwasserstoffsäure, das Chlor, die Baryterde u. a. entdeckte und nach welchem auch das Metall Wolfram Scheelium und die Wolframsäure Scheelsäure benannt wurde. Gewöhnlich krystallisirt, auch derb und eingesprengt. Die Krystalle sind meist pyramidal und haben Aehnlichkeit mit denen des Anatas, nur ist die als Grundgestalt gewählte spitze normale quadratische Pyramide P etwas weniger spitz, ihr Endkantenwinkel ist = 100°4′, der Seitenkantenwinkel = 130°34′. Diese findet sich auch für sich allein oder mit den Basisflächen oP, welche die Endecken und mit der quadratischen Pyramide diagonaler Stellung P∞, welche die Endkanten gerade abstumpft. Diese letztere, deren Endkantenwinkel = 107°9′ und deren Seitenkantenwinkel = 113°53′ ist, findet sich auch oft allein oder combinirt mit $\frac{1}{2}$P∞, P und anderen Gestalten. Bemerkenswerth ist für den Scheelit das Auftreten der pyramidalen Hemiedrie, quadratischer Pyramiden verwendeter Stellung, der Hemieder oktogonaler Pyramiden. Spaltungsflächen parallel P ziemlich vollkommen, parallel oP und P∞ weniger deutlich; Bruch muschlig bis uneben.

Der Scheelit ist im Aussehen unmetallisch, gewöhnlich grau, gelb, braun,

weiss bis farblos, bisweilen roth oder grün, wachsglänzend mit Neigung in Diamantglanz, halbdurchsichtig bis an den Kanten durchscheinend, wenig spröde, hat H. = 4,5—5,0 und das spec. Gew. = 5,9—6,2 welches bei dem unmetallischen Aussehen des Minerals besonders auffiel, weshalb ihm auch der Name Schwerstein gegeben wurde.

Nach der Formel $CaO \cdot WO_3$ zusammengesetzt, enthält er 19,45 Kalkerde und 80,55 Wolframsäure, welche 1781 von SCHEELE in dem grauen Scheelit von Bispberg in Schweden entdeckt wurde. V. d. L. schwierig schmelzbar zu durchscheinendem Glase, mit Borax leicht zu klarem Glase, welches gesättigt nach dem Erkalten milchweiss und krystallinisch wird, mit Phosphorsalz in der Oxydationsflamme zu einem klaren farblosen, in der Reductionsflamme zu einem gelben oder grünem Glase, welches beim Erkalten blau wird. In Chlorwasserstoff- oder Salpetersäure löslich, gelbe, in Alkalien lösliche Wolframsäure hinterlassend. Wird zu der Lösung in Chlorwasserstoffsäure etwas Zinn zugesetzt und sie erwärmt, so wird sie tief indigoblau.

Der Scheelit findet sich gewöhnlich in Begleitung des Wolframit, besonders auf Zinnerzlagerstätten, immerhin nicht so reichlich, um wegen des Wolfram und der Wolframsäure Verwendung zu finden, wie das ausnahmsweise reiche Vorkommniss bei Monroe in Connecticut. Als Fundorte sind Zinnwald, Ehrenfriedersdorf und Fürstenberg in Sachsen, Schlackenwald und Zinnwald in Böhmen, der Kiesgrund im Riesengebirge, Neudorf und Harzgerode am Harz, Traversella in Piemont, Framont in den Vogesen, Caldbeckfell in Cumberland, Pengelly Croft in Cornwall in England, Oesterstorgrufvna in Wermland in Schweden und Katharinenburg am Ural beispielsweise zu nennen.

Aehnlich wie die Wolframsäure bilden auch die beiden seltenen und in gewisser Beziehung verwandten Säuren Ta_2O_5 und Nb_2O_5, die Tantal- und Niobsäure einzelne in die Gruppe der Erze gehörige Minerale und zwar in Verbindung mit Eisen- und Manganoxydul. Obgleich dieselben in krystallographischer und chemischer Beziehung recht interessante Arten sind, so sind sie doch selten und sollen daher nur kurz erwähnt werden. Hierher gehören: der orthorhombisch krystallisirende in Granit eingewachsene Tantalit, welcher eisenschwarz, halbmetallisch glänzend und undurchsichtig ist und vorwaltend tantalsaures Eisenoxydul $FeO \cdot Ta_2O_5$ ist, dabei aber noch nebenbei wechselnde Mengen von Niobsäure und Manganoxydul enthält. Als Zinnsäure enthaltende Varietät wird der Ixiolith betrachtet. Nahe steht dem Tantalit der Niobit (auch Columbit genannt, welcher auch orthorhombisch krystallisirt und bei schwarzer Farbe und halbmetallischen Aussehen im spec. Gew. jenem nachsteht, die Grenze beider etwa 6,3 ist. Dieser ist vorwaltend niobsaures Eisenoxydul $FeO \cdot Nb_2O_5$ und enthält nebenbei noch wechselnde Mengen von Tantalsäure und Manganoxydul. Beide Arten sind v. d. L. unschmelzbar und in Säuren wenig angreifbar.

Auch hier fehlt Dimorphismus nicht, welcher im quadratischen, mit Rutil isomorphen Tapiolit von Sukkula im Kirchspiel Tammela in Finnland, wo auch Tantalit vorkommt seinen Ausdruck findet und im quadratischen, gleichfalls mit Rutil isomorphen Azorit aus trachytischem Gestein der azorischen Inseln eine weitere Ausdehnung zeigt. Jener ist wesentlich $FeO \cdot Ta_2O_5$ mit etwas Niobsäure, während dieser als Kalkerde-Tantalat sich zu dem Tantalit verhält wie der Scheelit zum Wolframit.

Unter anderen Basen, welche in den Tantalaten mit Niobaten vorkommen,

zeigt sich auch wie bei den Titanaten die Yttererde, und besonders zwei seltene Arten, der orthorhombische Yttrotantalit und der quadratische, mit Scheelit isomorphe Fergusonit lassen wegen ihrer Krystallisation erwarten, dass sie sich den mehrfach hervortretenden Beispielen von Isodimorphismus der Titan-, Wolfram-, Tantal- und Niob-Verbindungen anreihen werden. Sie sind wesentlich Verbindungen der Yttererde mit Tantal- und Niobsäure, von denen die Tantalsäure im Yttrotantalit, die Niobsäure im Fergusonit überwiegt. Die Zusammensetzung führte aber noch zu keiner sicheren Formel, weil auch noch andere Säuren und Basen vorhanden sind, wie Wolframsäure und Zinnsäure, Kalkerde, Eisenoxyde, Ceroxyd, Uran u. s. w. und selbst die Yttererde noch nicht genügend bestimmt ist. Auch der orthorhombische Samarskit als Urantantalit, der dichte Hjelmit und Nohlit und der tesserale Hatchettolith, in denen das Uran gleichfalls eintritt, zählen zu diesen noch in mancher Beziehung unsicheren Tantal- und Niob-Verbindungen.

VIII. Uranerze.

Wegen der technischen Bedeutung, welche das Uran und einige seiner Verbindungen haben, indem sie Anwendung in der Emailmalerei finden, zur Darstellung des Urangelb und anderer Uranfarben, des Uranglases u. s. w. dienen, sind hier zwei eigenthümliche Vorkommnisse zu erwähnen, welche sich im Aussehen nicht unterscheiden und deshalb als Uranin oder Uranpecherz, Pechuran, Pecherz vereinigt wurden, insofern sie in gleicher Weise nierenförmige Parthien mit stenglicher und krummschaliger Absonderung bilden, auch derb und eingesprengt vorkommen. Es wurden auch körnige Aggregate und Oktaeder beobachtet. Der Bruch ist flachmuschlig, theils uneben. Sie sind graulichschwarz bis eisenschwarz, pech- oder rabenschwarz, haben unvollkommenen Metallglanz, welcher sich dem Wachsglanz nähert, sind undurchsichtig und haben grünlichschwarzen Strich. Der Hauptunterschied liegt in der Härte und im spec. Gewicht, indem gewisse die H. = 5,0—6,0 und das spec. Gew. = 7,5—8,0, andere die H. = 3,0—4,0 und das spec. Gew. = 4,8—5,5 haben, Unterschiede, welche Veranlassung gaben, das schwerere Uranerz als Schweruranerz oder Nasturan von dem leichteren, dem Pittinerz zu unterscheiden, welches letztere im Strich mehr die grüne Farbe hervortreten lässt. Qualitativ aber sind beide Sauerstoffverbindungen des Uran (ungefähr bis 86 %) mit verschiedenen von Beimengung abhängigen Substanzen, Blei, Eisen, Arsen, Schwefel, Kalkerde, Magnesia, Kieselsäure, Wasser u. a. und man nahm an, dass beide Vorkommnisse Uranoxydoxydul sind. Dasselbe wurde als $UO \cdot U_2O_3$ bei dem Atomgewicht 120 des Uran aufgefasst, während bei der neueren Annahme des Atomgewichtes 240 für das Uran die Formel $UO_2 \cdot 2UO_3$ geschrieben werden muss. Da in den Beimengungen nicht der Grund der verschiedenen Härte und des Gewichtes liegen kann, so ist der Unterschied um so auffallender. Der Uranin ist in verdünnter Salpeter- und Schwefelsäure, nicht in Chlorwasserstoffsäure löslich; v. d. L. ist er unschmelzbar, mit Borax oder Phosphorsalz geschmolzen giebt er in der Oxydationsflamme ein gelbes, in der Reductionsflamme ein grünes Glas.

Das Vorkommen des Uranin ist im Ganzen ein ziemlich beschränktes. Er findet sich auf einigen Silber- und Zinnerzgängen wie zu Johanngeorgenstadt, Wiesenthal, Marienberg, Annaberg und Schneeberg in Sachsen, zu Joachimsthal und Przibram in Böhmen, bei Redruth in Cornwall, an der Nordküste des Oberen-See in Nord-Amerika (von hier Koracit genannt). Durch Zersetzung entstehen verschiedene Uranverbindungen.

Verwandt, wenn nicht mit dem Schweruranerz zusammengehörig ist der tesserale schwarze Cleveit von Garta bei Arendal in Norwegen, welcher bei H· = 5,5 und spec. Gew. = 7,5 ausser Uranoxydoxydul noch Ytterde, Erbiumsesquioxyd, Bleioxyd, Ceriumoxyd, Thoroxyd, Eisenoxyd und Wasser enthält.

Schliesslich ist der gelbe feinerdige bis fasrige Uranocher von Johanngeorgenstadt in Sachsen und Joachimsthal in Böhmen als Uranoxydhydrat zu erwähnen, so wie die beiden amorphen dichten Minerale, der dunkelröthlichbraune Eliasit von der Eliasgrube bei Joachimsthal in Böhmen und der röthlichgelbe bis hyacinthrothe Gummit (Gummierz) von Johanngeorgenstadt und Schneeberg in Sachsen, von Joachimsthal und Przibram in Böhmen und von der Flat-rock-Mine in Mitchel County in Nord-Carolina in Nord-Amerika, welche beide wesentlich Uranoxydhydrat, vielleicht $3H_2O \cdot U_2O_3$ sind und verschiedene Beimengungen zeigen.

IX. Bleierze.

Als solche würden nach der gegenwärtigen mineralogischen Auffassung des Begriffes Erze nur die sehr seltenen Vorkommnisse des Bleioxydes PbO, des Bleihyperoxydes PbO_2 und die Verbindung beider $2PbO \cdot PbO_2$ gelten. Das Bleioxyd, Bleiglätte genannt, ist feinschuppig-körnig, schwefel-, wachs-, citronen- bis orangegelb und hat das spec. Gew. nahe 8, das Bleihyperoxyd, Schwerbleierz oder Plattnerit genannt, ist eisenschwarz, hat braunen Strich und das spec. Gew. gegen 9,5 und scheint eine Pseudomorphose nach Pyromorphit zu sein, die Verbindung $2PbO \cdot PbO_2$, Mennige genannt, ist dicht bis erdig, morgenroth mit orangegelbem Strich und hat das spec. Gew. = 4,6. In hüttenmännischer Beziehung ist der Galenit oder Bleiglanz PbS das wichtigste Bleierz, welches als Schwefelverbindung in der Gruppe der Glanze beschrieben werden wird, während von den Verbindungen des Bleioxydes mit Säuren nur wenige bei reichlichem Vorkommen zur Bleigewinnung benützt werden, in dieser Beziehung Bleierze sind. Zu diesen gehört der Cerussit $PbO \cdot CO_2$ oder das sogen. Weissbleierz (im Artikel Carbonate pag. 110 u. 111 beschrieben), der Anglesit $PbO \cdot SO_3$ (s. Artikel Sulfate) und der Pyromorphit $3(3PbO \cdot P_2O_5) + PbCl_2$ oder das sogen. Grünbleierz (s. Artikel Phosphate), während andere derartige Verbindungen des Bleioxydes auch in diesem Sinne Bleierze genannt wurden oder werden könnten, weshalb sie hier am besten erwähnt werden können. Es sind diese:

1. Der Krokoit, krystallisirt klinorhombisch und bildet aufgewachsene oder aufliegende Krystalle in Drusenräumen und auf Klüften, welche durch mannigfaltige Combinationen ausgezeichnet sind. Sie sind vorherrschend prismatisch durch das klinorhombische Prisma ∞P, dessen klinodiagonale Kanten = 93° 42′ sind, oder durch die vorherrschende vordere Hemipyramide P, deren klinodiagonale Endkanten = 119° 12′ sind. Letztere kommt meist untergeordnet an ∞P vor; auch zugleich mit der hinteren Hemipyramide P′, deren klinodiagonale Endkanten = 107° 38′ sind, so dass in den einfacheren Combinationen am Prisma entweder eine vierflächige Zuspitzung durch P.P′ oder eine schräge Zuschärfung durch P entsteht; oder dasselbe ist auch durch ein sehr steiles hinteres Querhemidoma $4P'\overline{\infty}$ begrenzt, wodurch die Krystalle einem spitzen Rhomboeder ähneln. Oft sind die Combinationen viel flächenreicher, indem an diesem an sich seltenen Minerale gegen 100 verschiedene einfache Gestalten beobachtet wurden. Spaltungsflächen parallel den Flächen des Prisma ∞P ziemlich deutlich, parallel den Quer- und Längsflächen unvollkommen.

Der Krokoit ist hyacinth- bis morgenroth, ist wegen der rothen Farbe auch **Rothbleierz** genannt worden, diamantartig glänzend, mebr oder weniger durchscheinend, milde, hat orangegelben (saffrangelben, daher der Name Krokoit von dem griechischen Worte »*krokos*« Saftran) Strich, H. = 2,5—3,0 und spec. Gew. = 5,9—6,0. Er ist chromsaures Bleioxyd nach der Formel $PbO \cdot CrO_3$ mit 69 Bleioxyd und 31 Chromsäure, zerknistert beim Erhitzen v. d. L., wird dunkler, und schmilzt auf der Kohle, sich dabei ausbreitend und giebt Bleikörner in einer graulichgrünen Schlacke. Mit Borax oder Phosphorsalz giebt er ein grünes Glas, mit Soda auf Platinblech eine gelbe Salzmasse. Mit Chlorwasserstoffsäure erhitzt entwickelt er Chlor, giebt eine grüne Lösung, in welcher sich Chlorblei ausscheidet. In Salpetersäure ist er schwierig löslich, die Lösung ist grün. In Kalilauge wird er zuerst braun und löst sich dann auf, die Lösung ist gelb.

Er findet sich zu Beresowsk, Mursinsk und Nischne-Tagilsk am Ural, bei Rezbanya in Ungarn, Conhongas do Campo in Brasilien und bei Lobo auf der Insel Luzon, einer der Philippinen, wo ihn die Eingebornen sammeln und Streusand daraus machen. Im sibirischen entdeckte VAUQUELIN das Chrom.

Nahe verwandt ist der orthorhombische orangegelbe **Jossait** von Beresowsk am Ural, welcher etwas Zink neben Blei enthält, und der cochenill- bis hyacinthrothe orthorombische **Phönicit** von Beresowsk, welcher ziegelrothen Strich hat und nach der Formel $3PbO \cdot 2CrO_3$ zusammengesetzt ist.

Mit dem Krokoit von Beresowsk am Ural und aus Brasilien, sowie mit dem Pyromorphit von Wanlockhead und Leadhills in Schottland findet sich ein klinorhombisches dunkelgrünes Bleichromat mit Kupferoxyd, der **Vauquelinit**, welcher vielleicht auch Phosphorsäure enthält, wie er in der Form mit dem neuerdings aufgestellten **Laxmannit** von Beresewsk übereinstimmt. In diesem wurde auch Phosphorsäure gefunden und vermuthet, dass diese bei der früheren Analyse des Vauquelinit übersehen worden sei.

2. Der **Wulfenit** (benannt nach dem österreichischen Mineralogen WULFEN). Derselbe findet sich krystallisirt und derb mit krystallinisch körniger Absonderung, quadratisch, isomorph mit dem oben (pag. 394) erwähnten **Stolzit** und **Scheelit**. Die Krystalle sind oft tafelartige durch die Basisflächen oP mit der Grundgestalt P, deren Endkanten = 99° 40′ und deren Seitenkanten = 131° 35′ sind, oder mit einer stumpfen Pyramide ⅓P, deren Endkanten = 130° 11′ und deren Seitenkanten = 73° 7′ sind, oder mit beiden oder mit dem quadratischen Prisma ∞P; auch achtseitige Tafeln durch die Combination oP·⅓P mit der diagonalen quadratischen Pyramide ½P∞. Bisweilen ist auch die Grundgestalt vorherrschend, daran untergeordnet oP und ∞P, auch ohne oP. Andere Gestalten in den Combinationen, wie P∞, ⅔P∞, ∞P2 u. a. sind seltener.

Er ist ziemlich vollkommen spaltbar parallel P, unvollkommen parallel oP, im Bruche muschlig bis uneben. Meist gelb (daher auch **Gelbbleierz** genannt, wachs-, stroh-, honig- bis orangegelb, graulichgelb bis gelblichgrau, selbst bis farblos, aber selten, und morgenroth, wachs- bis diamantglänzend, durchsichtig bis an den Kanten durchscheinend, wenig spröde, hat weissen Strich, H. = 3,0 und spec. Gew. = 6,3—6,9. Er ist molybdänsaures Bleioxyd $PbO \cdot MoO_3$ mit 60,8 Bleioxyd und 39,2 Molybdänsäure, z. Th. mit etwas Chromsäure, auch Vanadinsäure. V. d. L. auf Kohle heftig zerknisternd, schmelzbar und zu Blei reducirbar, desgleichen mit Soda; mit Phosphorsalz leicht zu einem licht gelblichgrünem Glase schmelzbar, welches in der Reductionsflamme dunkelgrün wird. Mit saurem schwefelsaurem Kali geschmolzen giebt er eine Masse, welche

mit Wasser und bei Zusatz von etwas Zink eine blaue Flüssigkeit giebt. In erwärmter Salpetersäure ist er mit Ausscheidung gelblichweisser salpetersaurer Molybdänsäure löslich, in Chlorwasserstoffsäure unter Bildung von Chlorblei; mit concentrirter Schwefelsäure giebt er eine blaue Flüssigkeit.

Er findet sich nicht häufig und als Fundorte sind Bleiberg, Windischkappel und Schwarzenbach in Kärnthen, Rezbanya in Ungarn, Ruskberg im Banat, Annaberg in Osterreich, Berggieshübel in Sachsen, Przibram in Böhmen, Badenweiler in Baden, la Blanca in Zacatecas in Mexiko, Phönixville in Pennsylvanien, der Comstockgang in Nevada, die Takomah-Grube in Utah zu nennen. Lose fand er sich im Goldsande des Rio Chica in der Provinz Antioquia in Columbien.

3. Der Mimetesit, sehr ähnlich dem Pyromorphit (s. Phosphate), daher von dem griechischen »*mimetes*« der Nachahmer der Name Mimetesit gebildet. Krystallisirt hexagonal, isomorph mit Pyromorphit, die Krystalle sind lang- bis kurzprismatisch durch das hexagonale normale Prisma ∞P, welches durch die Basisflächen, oder durch die als Grundgestalt gewählte normale hexagonale Pyramide P oder durch diese mit den Basisflächen begrenzt ist. Der Endkantenwinkel von P ist $= 142° 29'$, der Seitenkantenwinkel $= 80° 4'$. Ausserdem finden sich noch dabei das diagonale hexagonale Prisma $\infty P2$ und die normalen Pyramiden $\frac{1}{2}P$ und 2P. Spaltungsflächen parallel P ziemlich deutlich, parallel ∞P selten deutlich. Die Krystalle sind aufgewachsen und verwachsen, bisweilen bei homologer Stellung zu polysynthetischen Krystallen $\infty P \cdot oP$, welche durch convexe Krümmung der prismatischen Flächen und concave Bildung der Basisflächen fassförmig sind (die Kampylit genannte Varietät, von dem griechischen Worte »*kampylos*« gebogen, krumm) und in knospenförmige bis wulstige Gruppen übergehen und krystallinisch-stalaktitische Ueberzüge bilden.

Er ist gewöhnlich gelb, graulichgelb, gelblichgrau bis farblos, orangegelb bis röthlich- und gelblichbraun, gelblichgrün, selten lila, wachs- bis diamantglänzend, mehr oder weniger durchscheinend bis an den Kanten, hat H. $= 3,5-4,0$ und spec. Gew. $= 7,19-7,25$. Er ist wesentlich arsensaures Bleioxyd nach der Formel $3(3PbO \cdot As_2O_5) + PbCl_2$ analog dem Pyromorphit und enthält oft geringe Mengen von Phosphorsäure. Er schmilzt v. d. L. ziemlich leicht, erstarrt bei der Abkühlung krystallinisch, entwickelt auf der Kohle in der Reductionsflamme behandelt Arsengeruch und giebt Bleikörner, ist in Salpetersäure und Kalilauge löslich. Findet sich in ähnlicher Weise wie der Pyromorphit, jedoch viel seltener, so beispielsweise bei Johanngeorgenstadt in Sachsen, Zinnwald und Przibram in Böhmen, Badenweiler in Baden, Caldbeckfell in Cumberland und auf der Huel-Unity-Grube in Cornwall in England, bei Almodovar del Campo in Murcia in Spanien, im Preobraschenskischen Bergwerk in Sibirien, in Zacatecas in Mexiko, bei Phönixville in Chester County in Pennsylvanien, St. Arnaud in Victoria in Australien. — Bei Langbanshyttan in Wermland in Schweden fand sich auch ein krystallinisches Mineral, welches nicht nur nach der Formel des Mimetesit zusammengesetzt etwas Phosphorsäure neben Arsensäure, sondern auch Kalkerde, selbst Baryterde als Stellvertreter eines Theiles des Bleioxydes enthält. es erhielt den Namen Hedyphan.

Aus dem Isomorphismus anderer arsen- und antimonhaltiger Minerale würde man auch das Vorkommen von antimonsaurem Bleioxyd nach Art des arsensauren erwarten; ein solches ist aber nicht bekannt, dagegen hat sich bei Nertschinsk in Sibirien, Lostwithiel in Cornwall und Horhausen in Rheinpreussen eine Blei-

niere (auch Bindheimit) genanntes Mineral in nierenförmiger Gestalt, derb, eingesprengt und als Ueberzug gefunden, welches eine wasserhaltige Verbindung der Antimonsäure mit Bleioxyd, entsprechend der Formel $3(H_2O \cdot Pb)O + H_2O \cdot Sb_2O_5$ bildet.

Eine weitere Verbindung des Bleioxydes mit Antimonsäure ist der quadratische Monimolit aus den Mangangruben von Pajsberg in Wermland und von Langban in Schweden, welcher gelbe Krystalle und Körner mit wachsartigem bis halbmetallischem Glanze und dem spec. Gew. = 5,94 bildet. Er entspricht wesentlich der Formel $5PbO \cdot Sb_2O_5$, wobei aber Kalkerde, Magnesia, Eisen- und Manganoxydul als Stellvertreter für etwa zwei Molecule PbO vorhanden sind. Derselbe ist in Säuren unlöslich, vor dem Löthrohre auf Kohle zu einer hämmerbaren bleigrauen Kugel schmelzbar, welche in der Oxydationsflamme behandelt weissen Antimonoxydbeschlag und näher der Probe gelben Bleioxydbeschlag giebt.

Selbst das Antimonoxyd bildet mit Bleioxyd eine interessante Verbindung, den Nadorit von Gebel Nador in der algerischen Provinz Constantine, welcher nach der Formel $PbO \cdot Sb_2O_3 + PbCl_2$ zusammengesetzt ist, tafelförmige bis gelblichbraune Krystalle mit dem spec. Gew. 7,02 bildend.

Schliesslich ist hier auch der quadratische Ekdemit von Langban in Wermland in Schweden zu erwähnen, welcher deutlich basisch spaltbare hellgelbe, grosse, blättrige Parthien in mangenhaltigem Kalk bildet und nach der Formel $5PbO \cdot As_2O_3 + 2(PbCl_2)$ zusammengesetzt ist.

4. Der Vanadinit, isomorph mit Mimetesit und Pyromorphit, wie diese hexagonal prismatische Krystalle $\infty P \cdot oP$, $\infty P \cdot P$ oder auch noch dazu mit $\infty P2$, $\frac{1}{2}P$ und $2P$ u. a. bildend, ausserdem nierenförmige Aggregrate mit feinstengliger bis faseriger Absonderung. Gelb bis braun, selten roth, wachsglänzend, undurchsichtig, mit weissem Strich, H. = 3,0 und spec. Gew. = 6,8—7,2. Er ist nach der Formel $3(3PbO \cdot V_2O_5) + PbCl_2$ zusammengesetzt, auch etwas Phosphorsäure enthaltend. V. d. L. zerknistert er, schmilzt auf der Kohle zu einer Kugel, welche sich unter Funkensprühen zu Blei reducirt, während auf der Kohle sich ein gelber Beschlag bildet; mit Phosphorsalz giebt er in der Oxydationsflamme ein rothgelbes Glas, welches beim Abkühlen gelbgrün wird, in der Reductionsflamme ein schön grünes. In Salpetersäure ist er leicht löslich. — Er ist ein seltenes Mineral und findet sich am Berge Obir bei Windischkappel in Kärnthen, bei Wanlockhead in Schottland, Bölet in Westgothland, Beresowsk in Sibirien (hier mit Pyromorphit homolog verwachsen), in Zimapan in Mexico, in der Sierra de Cordoba in Argentinien.

An mehreren Punkten in der letzteren, auch am Obir in Kärnthen fand sich ein anderes, aber wasserhaltiges Vanadinat des Bleioxydes, der orthorhombisch krystallisirte Descloizit, zusammengesetzt nach der Formel $3RO \cdot V_2O_5 + H_2O \cdot RO$, bei welchem ausser dem vorherrschenden Bleioxyd wesentlich noch Zinkoxyd gefunden wurde.

Diesem Zusammenvorkommen des Zinkoxydes mit Bleioxyd in Verbindung mit Vanadinsäure, verwandt ist auch der kuglige bis traubige, im Inneren radialfasrige gelblichrothe Eusynchit auf Quarz von Hofsgrund in Baden, sowie der ähnlich gestaltete rothe Aräoxen auf Klüften des Buntsandsteines bei Dahn unfern Niederschlettenbach in Rheinbayern und der rothe bis gelbe Dechenit von da, von Zähringen bei Freiburg in Baden und von Kappel in Kärnthen, welche beiden wahrscheinlich zusammengehören. Sie wurden getrennt, weil der De-

chenit kein Zinkoxyd enthalten sollte. An dem Vorkommen von Kappel wurde an den nierenförmigen Aggregaten orthorhombische Krystallisation erkannt.

Ein verwandtes Bleivanadinat von Mottram bei St. Andrews in Cheshire in England ist der Mottramit, welcher schwarz ist, gelben Strich und das spec. Gew. = 5,89 hat. Er enthält aber ausser Bleioxyd noch erheblich Kupferoxyd, wenig Zinkoxyd und Kalkerde nebst Wasser.

Bei der grossen Mannigfaltigkeit der Verbindungen des Bleioxydes mit Säuren ist hier auch noch anzuführen, dass das Chlorblei, welches in den Mineralspecies Pyromorphit, Mimetesit, Vanadinit, Ekdemit u. a. untergeordnet als ein wesentlicher Bestandtheil auftritt, auch für sich als $PbCl_2$ den seltenen orthorombischen Cotunnit vom Vesuv bildet und gleichzeitig mit Bleioxyd verbunden zwei seltene Minerale bildet, den quadratisch krystallisirenden Matlockit von Matlock in Derbyshire in England, $PbCl_2 + PbO$ und den orthorhombischen Mendipit $PbCl_2 + 2(PbO)$ von Churchill an den Mendip-Hills in Sommersetshire und von der Grube Kunibert bei Brilon in Westphalen. Diesen reiht sich auch der vielleicht rhomboedrisch krystallisirende Schwarzembergit aus der Wüste Atacama an, welcher jedoch in der Zusammensetzung der Formel des Mendipit entsprechend nicht allein Chlor, sondern auch Jod enthält, und zwar mehr Jod als Chlor.

Schliesslich ist noch der Phosgenit (auch Bleihornerz genannt) zu erwähnen, welcher prismatische bis spitz pyramidale quadratische Krystalle bildet und ziemlich vollkommen parallel dem Prisma ∞P spaltbar ist. Er ist gelblichweiss bis gelb, grünlichweiss bis grün oder graulichweiss bis grau gefärbt, hat wachsartigen Diamantglanz und ist mehr oder weniger durchscheinend. Das sehr seltene Mineral entspricht der Formel $PbCl_2 + PbO \cdot CO_2$ und Krystalle desselben von der Grube Elisabeth von Michowitz bei Beuthen in Oberschlesien sind bisweilen ganz in $PbO \cdot CO_2$ umgewandelt. Er wurde auch zu Matlock und Cromford in Derbyshire in England und zu Gibbas bei St. Vito und Monteponi in Sardinien gefunden und kam z. Th. in ausgezeichneten grossen Krystallen vor.

X. Silbererze.

Als solche werden verschiedene Minerale in hüttenmännischer Beziehung bezeichnet, aus denen Silber gewonnen werden kann, selbst wenn sie dasselbe nicht als wesentlichen Bestandtheil enthalten. Die wichtigsten sind in der Gruppe der Glanze und Blenden (s. d. Artikel) enthalten, wesshalb hier nur die interessanten Verbindungen des Silbers mit Chlor, Brom und Jod anzuführen sind, welche, wo sie reichlich auftreten, wie in Süd-Amerika, als wichtige Silbererze benützt werden. Unter ihnen ist voranzustellen:

Der Kerargyrit (auch Hornerz, Hornsilber, Silberhornerz genannt), das Chlorsilber $AgCl$, mit 75,3% Silber und 24,7 Chlor. Dasselbe krystallisirt tesseral, meist Hexaeder bildend; die Krystalle sind klein, einzeln aufgewachsen oder reihen- oder treppenförmig gruppirt, übergehend in Ueberzüge und Krusten. Gewöhnlich findet er sich derb bis eingesprengt. Spaltbarkeit ist nicht bemerkbar. Der Bruch ist muschelig. Grau, bläulich-, gelblich-, grünlichgrau (durch den Einfluss des Lichtes gelb, braun, violett und schwarz werdend), mehr oder weniger durchscheinend bis an den Kanten, wachsartig glänzend mit Neigung in Diamantglanz, im Striche oder beim Ritzen unverändert und glänzend, geschmeidig, hat H. = 1,0—1,5 und spec. Gew. = 5,5—5,6. Wegen der geringen Härte und Geschmeidigkeit lässt sich das Mineral mit dem Messer leicht schneiden und

späneln wie Horn, worauf auch der Name **Silberhornerz** bezogen wurde. Davon wurde nach dem griechischen Worte »*argyros*« Silber und »*keras*« Horn, der Name »Kerargyrit« gebildet. Schon FABRICIUS 1566 sprach von einem leberfarbenen reichen Silbererze, was in Stücken gegen das Licht gehalten, einen Schein wie Horn hat und MATHESIUS führt 1585 von ihm an, dass es durchsichtig ist wie ein Horn in einer Laterne und am Lichte schmilzt. Auch wurde das Chlorsilber, welches bei etwa 260° schmilzt und zu einer graulichweissen, halbdurchsichtigen hornähnlichen Masse erstarrt, **Hornsilber** genannt. Desshalb nannte PABST v. OHAIN das Mineral **Hornerz** und da auch andere ähnliche Verbindungen mit z. Th. ähnlichen Eigenschaften, **Hornerze** genannt werden, so unterscheidet man das **Silberhornerz** von Bleihornerz (s. pag. 401) und Quecksilberhornerz (s. pag. 403).

Der Kerargyrit ist v. d. L. sehr leicht unter Aufkochen zu einer braunen bis schwarzen Perle schmelzbar, welche in der Reductionsflamme ein Silberkorn giebt; färbt mit Kupferoxyd geschmolzen die Flamme grün wegen des Chlorgehaltes, wird von Säuren wenig angegriffen, ist dagegen in Ammoniak leicht löslich.

Er findet sich hauptsächlich in den oberen Teufen der Silbergänge und war im sächsischen und böhmischen Erzgebirge schon lange bekannt, wie zu Johanngeorgenstadt, Annaberg und Freiberg in Sachsen und Joachimsthal in Böhmen. In grosser Menge findet er sich in Peru, Chile und Mexiko. Er findet sich auch in bedeutender Menge am Schlangenberge in Sibirien, von geringem Belange ist das Vorkommen von Allemont im Dauphiné in Frankreich, von Huelgoët in der Bretagne, von St. Marie aux mines im Elsass, Kongsberg in Norwegen und am Harz. Hier findet sich und fand sich schon 1576 und 1627 auf der Grube St. Georg bei St. Andreasberg ein Gemenge von Thon und Kerargyrit, welches als Ueberzug vorkommt, erdig, matt, im Striche wachsglänzend, hell berggrün bis grünlichweiss, äusserlich bläulichgrau oder röthlichbraun ist. Durch Vertheilung im Stollenwasser macht es dasselbe milchig, worauf sich der Name **Buttermilchsilber** bezieht.

Weniger verbreitet als der Kerargyrit, aber doch auch reichlich in Chile und Mexiko vorkommend, ist der **Bromit**, das Bromsilber auch Bromargyrit genannt, AgBr, mit 57,5 § Silber und 42,5 Brom. Derselbe ist auch tesseral, kleine Krystalle, $\infty O \infty$, oder $\infty O \infty \cdot O$ bildend, oder Körner, auch derb und eingesprengt vorkommend. Er ist grün bis gelb, läuft grau an, mehr oder weniger durchscheinend, hat diamantartigen Wachsglanz, ist geschmeidig, hat H. = 1,0—2,0 und das spec. Gew. = 6,2—6,3. Er ist v. d. L. leicht schmelzbar, in Säuren wenig angreifbar, in concentrirtem Ammoniak in der Wärme langsam löslich.

Zwischen dem Bromit und dem Kerargyrit steht das Chlorbromsilber, welches **Embolit** von dem griechischen Worte »*embolion*« das Eingeschobene genannt wurde. Derselbe findet sich auch tesseral krystallisirt, wechselnde Combinationen des Oktaeder und Hexaeder bildend, sowie derb und eingesprengt, in der Gegend von Copiapo in Chile und bei St. Arnaud in Victoria in Australien. Im Aussehen dem Bromit ähnlich und grau, braun bis schwarz anlaufend, ebenfalls geschmeidig und weich wie dieser, im spec. Gew. aber zwischen Bromit und Kerargyrit stehend, wechselnd nach der relativen Menge des Brom und Chlor. Wegen dieses Wechsels unterschied sogar BREITHAUPT **Mikrobromit**, **Embolit** und **Megabromit**. Im Mittel würde der Embolit 65 § Silber mit 11 Chlor und 24 Brom enthalten, während die Grenze gegen bromhaltigen Kerargyrit durch 70 § Silber, 17 Chlor und 13 Brom, die Grenze gegen Bromit durch 61 Silber,

5 Chlor und 34 Brom bestimmt werden könnte. Der Bromgehalt wird bei Embolit und Bromit beim Erhitzen durch den stechenden Geruch des Brom erkannt.

An diese interessanten seltenen Verbindungen reiht sich auch der von A. VON LASAULX in Höhlungen des eisenschüssigen Quarzit von Dernbach in Nassau entdeckte Jodobromit, welcher schwefelgelbe bis olivengrüne kleine tesserale Krystalle, Oktaeder und O · ∞O∞, sowie Körner bildet und wesentlich Jodbromsilber AgBr,J mit etwas Chlor darstellt. Aus diesem Vorkommen und der Verwandtschaft des Jod mit Brom und Chlor würde man schliessen können, dass auch Jodsilber AgJ als tesserale Species vorkommen könnte. Um so interessanter aber ist es, dass sich wirklich Jodsilber als Mineralspecies bei Mazapil im Staate Zacatecas in Mexiko auf Klüften von Hornstein, bei Chanarcillo in Chile auf Kalkstein und bei Guadalajara in Spanien findet, welches aber nicht tesseral, sondern hexagonal krystallisirt. Dies ist:

Der Jodit, isomorph mit Greenockit (s. pag. 83). Die seltenen Krystalle sind tafelartige bis prismatische mit verschiedenen hexagonalen Pyramiden, auch hemimorph wie die des Greenockit, deutlich basisch spaltbar. Er bildet auch Blättchen bis Platten, findet sich auch derb bis eingesprengt mit blättriger Absonderung. Er ist grau, röthlichgrau, stroh-, schwefel- bis citronengelb, wachsglänzend und in Diamantglanz geneigt, durchscheinend, milde, hat H. = 1,0—1,5 und spec. Gew. = 5,5—5,7. Als AgJ enthält er 46§ Silber und 54 Jod. V. d. L. leicht schmelzbar, färbt er die Flamme roth, giebt mit Soda ein Silberkorn, ist in Säuren und Ammoniak unlöslich. Da das Jodsilber aus dem Schmelzflusse tesseral krystallisirt, steht auch noch ein Vorkommen einer tesseralen Species in Aussicht.

An diese Silbererze sich anschliessend kann noch die Species Kalomel, das Chlormercur erwähnt werden, zumal auch ein Mittelglied zwischen Chlorsilber und Chlormercur bekannt wurde, der Bordosit von Los Bordos in Chile.

Das Kalomel (auch Quecksilberhornerz oder Chlorquecksilber genannt) krystallisirt quadratisch und bildet sehr kleine aufgewachsene und zu Drusenhäuten vereinigte Krystalle. Sie sind kurzprismatisch bis langprismatisch durch das diagonale oder normale Prisma mit pyramidaler oder basischer Endigung; auch finden sich stumpfpyramidale. Ueberhaupt sind viele Gestalten des Kalomel bekannt geworden, deren Bestimmung durch die schönen Krystalle des nicht mineralischen Kalomel befördert wurde, wie solche z. B. in Altwasser bei Schmölnitz in Ungarn beim Rösten der mercurhaltigen Fahlerze entstanden. Als Grundgestalt wurde die spitze quadratische Pyramide P gewählt, deren Endkantenwinkel = 98° 11′ und deren Seitenkantenwinkel = 135° 40′ sind, welcher die deutlichsten Spaltungsflächen entsprechen. Bemerkenswerth ist auch die stumpfere normale quadratische Pyramide $\frac{1}{3}$P mit den Endkanten = 126° 48′ und den Seitenkanten = 78° 35′, welche an Krystallen meist vorherrschend ausgebildet ist. Das Kalomel ist graulich- bis gelblichweiss, grünlichweiss, gelblichgrau, bräunlich grau und wird durch den Einfluss des Lichtes dunkler, ist mehr oder weniger durchscheinend, diamantartig glänzend, milde, hat H. = 1,0—2,0 und spec. Gew. = 6,4—6,5. Als HgCl enthält es 85§ Mercur und 15 Chlor. Es sublimirt sich im Kolben und giebt mit Soda Mercur; auf Kohle v. d. L. erhitzt verdampft es vollständig; mit Phosphorsalz und Kupferoxyd gemengt färbt es die Flamme blau. In Salzsäure nur wenig, in Salpetersäure nicht, dagegen in Salpetersalzsäure leicht und vollständig auflöslich. — Als Fundorte dieses seltenen Minerals sind der Landsberg bei Moschel in Rheinbayern, der Giftberg bei Horzowitz in

Böhmen, Idria in Krain, Almaden in Spanien und die Grube el Doctor bei San Onofre in Mexiko anzuführen.

XI. Antimonerze.

In hüttenmännischer Beziehung gilt als Antimonerz der Antimonit oder das Grauspiessglanzerz (s. Artikel Glanze), aus welchem das Antimon gewonnen wird, während das sogen. Rothspiessglanzerz, der Pyrantimonit (s. pag. 87) dazu zu selten ist. Dies ist auch bezüglich des Weissspiessglanzerzes der Fall, welches als Antimonoxyd zu den Antimonerzen gezählt wird. Dieser Species wurde auch der Name Valentinit gegeben, zur Erinnerung an Basilius Valentinus, dem Verfasser des um 1500 erschienenen Bergbüchleins. Da aber das Antimonoxyd ausser dem Valentinit noch eine zweite Species bildet, dimorph ist, so sind beide hier als Antimonerze zu erwähnen:

1. Der Valentinit. Derselbe krystallisirt orthorhombisch, bildet meist kleine aufgewachsene kurzprismatische Krystalle, welche das Prisma ∞P ohne oder mit den Längsflächen $\infty P \breve{\infty}$, begrenzt durch ein Längsdoma zeigen, wozu auch noch andere Flächen kommen oder die Krystalle sind oblong-tafelartige durch das Vorherrschen der Längsflächen. Die Dimensionen sind nicht genau bestimmt, der brachydiagonale Kantenwinkel von ∞P schwankt zwischen 136°58' und 138°42', ist im Mittel etwa 138°10', das gewöhnliche Längsdoma hat die Endkanten = 70°32', auch kommen stumpfere vor, sowie Pyramiden. Die tafelartigen Krystalle bilden meist fächerartige Gruppen, während bei mehr linearer Bildung der verwachsenen Individuen garben-, büschel- bis sternförmige Gruppen entstehen. Auch findet sich der Valentinit derb mit körniger, stengliger oder schaliger Absonderung und bildet als Absatz aus heissen Quellen, erinnernd an den Erbsenstein (s. pag. 100) reichliche Absätze, welche Aggregate bis erbsengrosser Kugeln darstellen. Dieselben sind aber nicht concentrisch schalig abgesondert wie die Erbsen des Aragonites, sondern aus radialgestellten Krystallfasern zusammengesetzt.

Er ist vollkommen parallel den Längsflächen spaltbar, weiss, gelblichweiss bis gelblichgrau, graulichweiss bis dunkelaschgrau, hellochergelb, selten roth, perlmutterartig glänzend auf den Längs- und den ihnen entsprechenden Spaltungsflächen, auf anderen Krystallflächen in Diamantglanz geneigt, der fasrige seidenglänzend, halbdurchsichtig bis an den Kanten durchscheinend, milde, hat H. = 2,0—3,0 und spec. Gew. = 5,5—5,6. Als Antimonoxyd Sb_2O_3 enthält er 83,6 § Antimon und 16,4 Sauerstoff. In Chlorwasserstoffsäure ist er löslich, die Lösung giebt bei Zusatz von Wasser einen weissen Niederschlag. V. d. L. erhitzt wird er gelb, schmilzt sehr leicht, beschlägt die Kohle weiss und verdampft; in der Reductionsflamme oder mit Soda reducirt er sich zu Antimon. Im Glaskolben erhitzt verdampft er und setzt sich an den kälteren Theilen als weisses Pulver oder krystallinisch ab.

Er findet sich nicht häufig, besonders auf Gängen, wie zu Przibram in Böhmen, Bräundorf in Sachsen, Wolfsberg am Harz, Horhausen in Rheinpreussen, Allemont im Dauphiné in Frankreich, Pernek bei Bösing und Felsöbanya in Ungarn, Nertschinsk in Sibirien; der oben erwähnte kuglig-abgesonderte in der Nähe der Quellen des Ain-el-Bebbouch in der Provinz Constantine in Algerien.

2. Der Senarmontit (benannt nach dem französischen Mineralogen H. de Sénarmont, welcher ihn zuerst bei Mimime unweit Sansa in Constantine in

Algerien entdeckte) krystallisirt tesseral und bildet Oktaeder, welche am angegebenen Orte in Hohlräumen einer körnigen und dichten Varietät aufgewachsen, auch lose im thonigen Boden gefunden wurden. In geringer Tiefe finden sich warme giftige antimonhaltige Quellen, denen sowohl der Senarmontit, als auch der pisolithische Valentinit seinen Ursprung verdankt. Die Krystalle sind oktaedrisch, mehr oder weniger deutlich spaltbar, farblos, durchsichtig, glas- bis diamantartig glänzend, der körnige und dichte ist weiss bis dunkelgrau, Härte ist = 2,0—2,5; spec. Gew. = 5,22—5,30. Das chemische Verhalten ist wie bei dem Valentinit. Diese interessante Species fand sich auch, kleine farblose auf schwarzem Grauwackenschiefer aufgewachsene Oktaeder bildend bei Perneck unweit Bösing in Ungarn, ferner bei Endellion in Cornwall und zu South-Ham in Ost-Canada.

Ausser diesen beiden Vorkommnissen des Antimonoxydes Sb_2O_3 finden sich noch Zersetzungsprodukte des Antimonit und anderer Schwefelantimon enthaltender Minerale, welche zum Theil Pseudokrystalle bilden, auch derb und eingesprengt oder Ueberzüge bildend vorkommen, dicht bis erdig, gewöhnlich weiss bis gelb, wachsglänzend bis matt, undurchsichtig bis an den Kanten durchscheinend sind und im spec. Gew. variiren. Solche Zersetzungsprodukte wurden früher gewöhnlich als Antimonocher benannt und ergaben bezüglich ihrer Zusammensetzung keine Uebereinstimmung. Dies war sehr natürlich, weil derartige Zersetzungsprodukte eine Reihe von Umbildungen zeigen, welche in einzelnen Fällen zu irgend einem bestimmten Endprodukte führen können. Sie enthalten Antimonoxyd oder Antimonsäure oder beide nebeneinander, mit oder ohne Wasser und nach den einzelnen Analysen solcher von einzelnen Fundorten hat man sogar bestimmte Arten unterscheiden wollen, welche als solche doch noch immer zweifelhaft sind. Als solche wurden namentlich der Cervantit $Sb_2O_3 \cdot Sb_2O_5$ von Cervantes in Galicien in Spanien, von Pereta in Toscana und von Borneo, der Stibilith $H_2O \cdot Sb_2O_3 + H_2O \cdot Sb_2O_5$ von Goldkranach in Bayern, von Kremnitz und Felsöbanya in Ungarn, von Zacualpan in Mexiko, von Chios und Borneo, der Cumengit $2H_2O \cdot Sb_2O_3 + 3H_2O \cdot Sb_2O_5$ aus der Provinz Constantine in Algerien unterschieden und können noch andere unterschieden werden. Da sie gewöhnlich nicht homogen vorkommen und verschiedene Beimengungen zeigen, so können sie nur als wahrscheinliche Arten aufgeführt werden.

Fische

von

Dr. Friedrich Rolle.

Die Fische, *Pisces*, im weiteren Sinne des Wortes, eröffnen das Reich der Vertebraten oder Wirbelthiere, *Vertebrata*. Aber die niedersten Formen derselben ermangeln noch ausgebildeter Wirbel, *vertebrae, spondyli*.

Abgesehen von den niedersten Formen der Fische sind die Wirbelthiere besonders bezeichnet durch die in der Mediane, welche den Körper paarig halbirt, gelegene Wirbelsäule oder den Rückgrat. Er bildet die Körperachse in der Mediane, aber näher dem Rücken als dem Bauche. Daran schliessen sich die übrigen Theile des festen Knochengerüstes, die fast ohne Ausnahme entweder paarig und symmetrisch auftreten oder, wo sie wie z. B. das Brustbein, *sternum*, unpaar sind, wenigstens in der Mediane sich einschalten. Dieses feste symme-

trische Knochengerüst oder Skelett hat namentlich für den Palaeontologen, da es meist in ausgezeichneter Weise zur fossilen Erhaltung sich eignet, das nächste Interesse. Wir müssen uns aber fürs Erste damit begnügen, einen kurzen Blick auf die Wirbelsäule oder den Rückgrat *(columna vertebrarum)* zu werfen.

Beim Menschen, dem am höchsten organisirten Vertreter des Wirbelthier-Reiches sind 24 sogen. wahre Wirbel entwickelt, 7 Halswirbel, 12 Brust- oder Rückenwirbel und 5 Lenden- oder Bauchwirbel. Dazu kommen 9—10 sogen. falsche Wirbel, erstlich 5 im Kreuzbein (Heiligenbein, *os sacrum)* verwachsene Wirbel, weiterhin 4 oder 5 unansehnliche zum Steissbein *(os coccygis)* verwachsene Schwanz-Wirbel. Zusammen 33—34 wahre und falsche Wirbel. Aehnlich ist das Zahlenverhältniss bei manchen anderen Wirbelthieren. Bei einigen Gattungen, namentlich bei Haifischen und Schlangen wächst aber die Zahl der Wirbel weit stärker an, namentlich die der Schwanzwirbel. Bei Aalen geht die Zahl der Wirbel bis 200, bei Haifischen bis 365, bei Schlangen auf 300 (bei *Python* sogar auf 422). Wir müssen für die übrigen festen Skelett-Theile auf die Handbücher der Zoologie und Anatomie verweisen.

Der Wirbelthierkörper zeigt ausser der symmetrischen (bilateralen) Anordnung der Theile noch eine mehr oder minder in die Augen fallende quere Gliederung in Segmente (Metameren, Folgestücke). In der Wirbelsäule ist die Gliederung am meisten ausgesprochen. Ausgebildete Querringe treten auf und ihnen schliessen sich die um Brust (und Bauch) vorgreifenden Rippen an. Nicht minder in die Augen fallend ist die Erscheinung von Segment-Gruppen. Meist ist der Wirbelthierkörper in Kopf, Hals, Rumpf und Schwanz geschieden, aber diese Segmentgruppen sind bei den einzelnen Klassen der Wirbelthiere nicht immer besonders entwickelt. Bei den Fischen fehlt ein deutlich ausgebildeter Hals. *Amphioxus* entbehrt sogar noch eines bestimmten vom Rumpf geschiedenen Kopfes. Beim Menschen endlich ist der Schwanz bis auf einen unansehnlichen Rest verkümmert.

Wir gehen zu den Fischen über. Sie begreifen nach E. Haeckel vier anatomisch und physiologisch sehr verschiedene, aber in der heutigen Lebewelt nach Zahl der Arten und Gattungen sehr ungleich vertretene Klassen.

I. Schädellose, *Acrania*, *Leptocardia*.

II. Rundmäuler oder Unpaarnasen, *Cyclostoma*, *Monorhina*.

III. Echte Fische, *Pisces* oder Paarnasen, *Amphirhina*.

IV. Lungenathmende Fische oder Doppelathmer, *Dipneusta*.

Von diesen stehen die Acranier oder schädellosen Wirbelthiere von den übrigen Klassen der Wirbelthiere offenbar weiter ab, als diese unter sich, sie begreifen aber in der heutigen Lebewelt nur noch eine einzige Art, das Lanzet-Thierchen, *Amphioxus lanceolatus Yarrel* (Pallas sp.) ein nieder organisirtes Wirbelthier, welches aller harten zur fossilen Erhaltung geeigneten Körpertheile ermangelt und in fossilen Funden nicht vertreten ist, gleichwohl aber als letzter Nachzügler einer in den frühesten Epochen der Lebewelt allem Vermuthen nach reichlich entwickelten Klasse auch für Palaeontologie einen sehr wichtigen Ausgangspunkt der Forschung darstellt.

Amphioxus lanceolatus ist ein 5 Centim. langes weiches fast durchsichtiges lanzettförmiges Thierchen, welches an seichten Küstenstrecken in der Nordsee (z. B. an Helgoland), im Mittelmeer u. s. w. im Sand vergraben lebt. Pallas, der erste Entdecker, hielt es noch für eine Nacktschnecke und beschrieb es im Jahre 1778 unter dem Namen *Limax lanceolatus*. Yarrel zeigte 1831, dass es ab-

niederste Form zu den Wirbelthieren gehört, obschon ihm Wirbel noch abgehen. *Amphioxus* entbehrt noch Kopf nebst Schädel und Gehirn. Es fehlt ihm noch das gegliederte Rückenskelett (oder das secundäre Achsenskelett), ebenso noch jede Spur von paarigen Gliedmassen. Es fehlt auch jede Spur einer Schwimmblase. Wohl aber ist schon in der Mediane des Körpers, näher dem Rücken als dem Bauche ein primitives knorpliges Achsenskelett oder ein Rückenstrang, Chorda dorsalis, vorhanden. Es ist eine feste aber biegsame und elastische cylindrische Masse von Knorpelzellen. Ueber ihm, an der Rückenseite verläuft ein ähnliches cylindrisches Organ, eine dickwandige Röhre, das Markrohr, (Tubus medullaris), die einfachste Anlage des centralen Nervensystems der Wirbelthiere, aber bei *Amphioxus* noch nicht in Gehirn und Rückenmark geschieden — wie letzteres bei allen übrigen Wirbelthieren der Fall ist. Beide Organe, die Chorda dorsalis und das darüber gelegene Markrohr, umschliesst bei *Amphioxus* ein dritter knorpeliger Rückenstrang, die Chorda-Scheide, aus der bei allen übrigen Wirbelthieren durch quere Abtheilung oder Segment-(Metameren-)Bildung die gegliederte Wirbelsäule (das secundäre Achsenskelett) hervorgeht. Bei *Amphioxus* ist in der Skelett-Achse (Chorda-Scheide mit Chorda dorsalis und Tubus medullaris) noch keine Quergliederung ausgebildet. Wohl aber zeigt sich eine solche bereits in der Muskelschicht. *Amphioxus* ist also nicht nur ein symmetrisch gebautes, sondern auch schon mit dem ersten Beginn der queren Abgliederung versehenes Thier — das niederste Wirbelthier — aber noch ohne Spur von Wirbel-Abgliederung, also ein Wirbelthier ohne Wirbel.

Kehren wir nun zur Betrachtung des Wirbelthier-Typus zurück, so charakterisirt sich dieser mit Inbegriff des noch nicht zur Wirbelbildung vorgerückten *Amphioxus* dadurch, dass er erstens eine feste Längsachse, die knorpelige chorda dorsalis, besitzt und dass zweitens eine durch diese Längenachse gezogne senkrechte Median-Ebene den Thierkörper symmetrisch halbirt (in zwei ganz gleiche, eine rechte und eine linke Hälfte theilt.) Ausserdem lässt sich drittens durch die Längsachse eine wagrechte Mediane annehmen, die aber den Körper nicht in zwei gleiche Hälften theilt (die kleinere Oberhälfte oder Rückenhälfte ist animal, die grössere oder Bauchhälfte ist wesentlich vegetativ.) Dazu kommt eine quere Abtheilung des Körpers in Metameren oder quer zur Längsachse geordnete Segmente. Sie zeigt sich bei *Amphioxus* erst im Muskelsystem, noch nicht in der Skelettachse. Sie beginnt in der letzteren erst allmählich bei den zunächst höher stehenden Wirbelthierformen und erreicht ihre Vollendung mit der Ausbildung der gegliederten Wirbelsäule. Damit ergiebt sich die Feststellung des Wirbelthiertypus mit Inbegriff der niedrigsten Anfangsformen, bei denen noch keine Wirbel entwickelt sind.

Nachdem wir die Acranier mit der einzigen lebenden Gattung und Art *Amphioxus* als niederste aller bekannten Wirbelthierformen erörtert haben, können wir zur Frage übergehen, woher die Acranier — und als deren Akömmlinge, alle höheren Wirbelthiere, den Menschen mit inbegriffen — in entfernterer Linie abstammen mögen. Den leitenden Faden ergiebt der Rückenstrang, die Chorda dorsalis, die bei *Amphioxus* als stützendes Organ in der Längsachse auftritt und sich hier zeitlebens erhält, aber auch beim Embryo der Säugethiere in einer sehr frühen Entwicklungsstufe in derselben Gestalt und Lagerung auftritt, demnächst als Mittelstrang bei Bildung des gegliederten (secundären) Achsenskeletts dient und im Verlaufe derselben mehr oder minder vollständig verkümmert. Eine Chorda dorsalis findet sich auch bei gewissen wirbellosen Thieren, nämlich bei

einem Theile der Mantelthiere oder *Tunicata*, die von den meisten Zoologen zwischen Bryozoen und Mollusken eingeschaltet werden. E. HAECKEL schliesst sie als besondere Klasse den Würmern an. Es sind Meeresbewohner. In einem frühen Jugendzustand — dem der frei umherschwimmenden Larve — kommen bei gewissen Ascidien (Seescheiden) die Chorda dorsalis und über ihr der tubus medullaris vor und zwar genau in derselben Lagerung, wie sie beim *Amphioxus* zeitlebens vorhanden sind. Sie nehmen hier die mediane Stelle in einem Ruderschwanze ein. Aber bald setzt die freie Larve sich an einem festen Gegenstand an, geht eine rückschreitende Umwandlung ein und stösst nun den Ruderschwanz mit sammt der Chorda dorsalis — als überflüssig gewordene Organe — ab. — Bei einer anderen Tunicaten-Gattung, *Appendicularia*, bleibt sogar der Ruderschwanz mit der Chorda dorsalis — wenn auch in merklich verkümmerndem Zustand — zeitlebens erhalten. Wir können uns daraus den Schluss ziehen, dass in einer sehr frühen geologischen Epoche die Acranier in irgend eine dem lebenden *Amphioxus* nahestehende Form von Verwandten der heutigen Tunicaten, die bereits die Chorda dorsalis besassen, sich abzweigten. So entstand — vielleicht in der silurischen Epoche, wenn nicht schon viel früher, das erste Wirbelthier. Die systematische Kennzeichnung desselben muss mit dem frühesten Beginn der queren Segmentirung angenommen werden. Der lebende *Amphioxus* ist nachweissbar segmentirt, die lebenden Tunicaten sind es nicht. Wir verlassen zunächst dieses Feld der kühnsten Hypothesen, die aber zur Kenntniss des heutigen Standes der Palaeontologie weiteren Sinnes und der Erörterung ihrer Probleme — gleichviel welcher subjektiven Meinung man huldige — unerlässlich geworden sind.

Wir knüpfen hier einen specifisch palaeontologischen Gegenstand an, der aber nicht minder problematischer Art ist und die grosse palaeontologische Bedeutung der *Amphioxus*-Frage von einer anderen Seite zu beleuchten geeignet ist. Unter dem Namen Conodonten beschrieb CH. H. PANDER 1856 eine Anzahl kleiner zahnförmiger Fossilien aus dem silurischen und devonischen System von Russland, u. a. schon aus untersilurischen Lagern, aus denen man noch keine sicheren Fischreste kennt. Die Conodonten ähneln in ihrer äusseren Gestalt schlanken Kegelzähnen von Haien, sie zeigen oft zweischneidige Gestalt und sind am Basaltheil verbreitert und ausgehöhlt. Sie zeigen hier eine sogen. Pulpa-Höhle, die auf einer weichen Haut aufgesessen zu haben scheint. Aber ihr mikroskopischer Bau unterscheidet sie von den Zähnen der Selachier und überhaupt aller Fische. Sie zeigen keine Spur von Dentinc-Röhrchen. R. OWEN vermuthet eher ihre Abkunft von nackten Würmern oder Weichthieren, sei es nun von der Mundhaut oder von der äusseren Körperoberfläche. Es liegt also nahe zu vermuthen, die Conodonten — wenn sie auch nicht von ächten Fischen herstammen — möchten von einer der entlegeneren Formen ihres Stammes, wie ihn die Amphioxen und Tunicaten in der heutigen Meeresfauna andeuten, herrühren.

Den Acraniern (dem *Amphioxus)* schliessen sich in der heutigen Lebewelt zunächst die bereits viel höher organisirten *Cyclostomen* oder Rundmäuler *(Cyclostomata*, Unpaarnasen, *Monorhina)* an. Sie sind nur durch einige wenige Arten und Gattungen vertreten, die allem Vermuthen nach ebenfalls verspätete Nachzügler eines in den älteren Epochen der Lebewelt formenreich vertretenen Schwarmes sind, der aber auch keine fossilen Reste geliefert hat.

Die Cyclostomen des heutigen Tages — mit zwei Familien, den Myxinoiden und den Petromyzonten oder Lampreten, Pricken — stehen schon weit ab von den Acraniern. Sie besitzen schon einen deutlich ausgebildeten Kopf mit selbst-

ständig ausgebildetem Gehirn und einem einfachen häutigen oder knorpeligen Schädel (Primordial-Schädel.) Die Nase stellt noch ein einfaches unpaares Rohr dar. Das Achsenskelett ist noch wie bei *Amphioxus* eine zeitlebens bleibende Chorda dorsalis, aber in der Chorda-Scheide zeigt sich schon der erste Beginn der Segmentirung oder die erste Anlage des secundären Achsenskeletts.

Die Cyclostomen bilden eine sehr bedeutsame Mittelstufe zwischen dem *Amphioxus* einerseits — den niedersten Formen der echten Fische, nämlich den Selachiern (Haien und Rochen) andrerseits. Sie sind von beiden in der heutigen Lebewelt so weit verschieden, dass man sie mit gutem Recht als eigne Klasse zwischen Acraniern und echten Fischen unterscheidet. In älteren geologischen Epochen aber — in der silurischen Epoche oder noch früher — mögen ihre Vertreter in zusammenhängender Folge die Acranier mit den Selachiern verbunden haben.

Wenn die Cylcostomen auch schon in ihrer Organisation hoch über den Acraniern stehen, so scheidet sie doch noch viel von den Selachiern und den übrigen echten Fischen. Sie entbehren noch paariger Flossen, also der Anlage zur Bildung der bei höheren Wirbelthieren hervortretenden Gliedmaassen. Sie entbehren ferner noch der Schwimmblase, also der Grundlage, aus der bei höheren Wirbelthieren die Lunge hervorgeht. Sie entbehren ferner noch fester Skelett-Theile, sowie fester Schuppen oder Hautschilder. Die einzigen festen der fossilen Erhaltung fähigen Theile der heute lebenden Cyclostomen sind die spitzen kegelförmigen Zähne, mit denen ihr Rachen bewaffnet ist und die denen der Haie schon sehr nahe kommen (zwei grosse breit kegelförmige Zähne an der oberen, sieben kleinere keglige Zähne an der untern Seite des Rachens). Aber auch von dieser festen Bezahnung ist bis jetzt nichts fossil gefunden worden.

Die Uebergangsstellung, welche die Cyclostomen zwischen den Acraniern und den Selachiern einnehmen, lässt schliessen, dass in älteren Epochen, namentlich aber vor Ablagerung der obersilurischen Schichten, in denen die Selachier durch zerstreute Zähne und Flossenstacheln schon ziemlich bestimmt vertreten sind — die Cyclostomen bereits reichlich entwickelt waren, aber keine fossilen Reste hinterliessen oder mindestens bis jetzt durch solche Reste in unseren Sammlungen noch nicht vertreten sind. Die wenigen heute noch lebenden Cyclostomen sowohl die Myxinoiden als die Lampreten oder *Petromyzon*-Arten sind saugende Schmarotzer, welche sich an anderen Fischen anheften und selbst mit Hilfe ihrer spitzen Zähne in diese einbohren. Diese Lebensweise ist für die ältesten Cyclostomen nicht anzunehmen, sie werden wohl die räuberische Lebensweise der Haie eingehalten haben.

Ein starker Absatz scheidet in der lebenden Welt von ihnen die Klasse der Fische, *Pisces* (Paarnasen, *Amphirhina.)* Die jetzt vorhandene Lücke im System mag in der silurischen oder in einer vorsilurischen Epoche durch Formen vertreten gewesen sein, bei denen sich die ersten paarigen Flossen und die erste Anlage der Schwimmblase entwickelten, auch die Bildung der um die Chorda dorsalis sich anlagernden secundären Skelett-Achse Fortschritte machte, die Haut eine äussere Bewaffnung mit harten Körnern und Platten (Chagrin) erhielt, überhaupt eine mehrfache höhere Ausbildung eintrat.

Die echten Fische begreifen drei Unterklassen:

I. Die Selachier, *Selachii.*

II. Die Ganoiden oder Schmelzfische, *Ganoides.*

III. Die Knochenfische oder Teleostier, *Teleostei*,

von welchen die Selachier am nächsten an die Cyclostomen sich anschliessen und also wahrscheinlich die älteste Stammform der Fische überhaupt vertreten.

Die echten Fische — von den Selachiern an — begreifen nur noch ausschliesslich kiemenathmende Wirbelthiere und Wasserbewohner — mit ausgebildetem Kopf, Gehirn und Schädel, sowie einer paarigen Nasenröhre, die blind endet, noch nicht mit der Mundhöhle in Verbindung tritt. Die Organisation ist bei ihnen schon mannigfach über die der Cyclostomen vorgeschritten, die Bildung des secundären Achsenskeletts um die Chorda dorsalis in einer Reihe von Stufen vorgerückt, die wir hier im Einzelnen nicht verfolgen können, endlich die äussere Körperhaut in mannigfacher Weise durch vorragende feste Theile, bald Körner, bald Knochenplatten, bald dachziegelförmig sich deckende Schuppen beschützt.

Von diesen und vielen anderen Charakteren höher vorgeschrittener Organisation können wir hier nur auf die Entwicklung der paarigen Flossen und der Schwimmblase eingehen. Alle echten Fische besitzen — im Gegensatz zu Amphioxen und Cyclostomen, — paarige Flossen, — Brustflossen und Bauchflossen, — die ersten Anlagen zur Entwicklung der Vorder- und Hintergliedmaassen der höheren Wirbelthiere. Aus den Brustflossen der Fische sind nachmals die Vordergliedmaassen der Amphibien, aus den Bauchflossen die Hintergliedmaassen hervorgegangen. Aber beide paarige Organe behalten bei den Fischen noch die ursprüngliche Form von gestrahlten Flossen — platten Ruderorganen — zur Unterstützung der Ortsbewegung im Wasser.

Alle echten Fische besitzen eine Schwimmblase, entweder in ausgebildeter Form oder wenigstens in Anlage. (Bei manchen Fischen ist sie in Folge von verabsäumtem Gebrauch verkümmert z. B. bei den Schollen, *Pleuronectes*.) Es ist eine blasenförmige Ausstülpung des Schlunds oder des vorderen Darmkanals, gleich der Lunge der luftathmenden höheren Wirbelthiere. Wo sie bei Fischen entwickelt erscheint, dient sie nur als hydrostatischer Apparat und unterstützt in ihrer wechselnden Ausdehnung die auf- und absteigende Bewegung im Wasser. Erst bei den Dipneusten oder Doppelathmern, bricht die Nasenhöhlung am Gaumen durch und tritt damit die Schwimmblase in die Verrichtungen eines Athemorgans ein d. h. sie wird zur Lunge. (Wir erörtern weiter unten die Dipneusten anhangsweise nach den Fischen.)

Die Wurzel des Stammes der Fische, kann, wie schon berührt wurde, nur von den Cyclostomen und weiterhin den Acraniern, endlich den Tunicaten hergeleitet werden. Im Anschluss an die Cyclostomen können von den drei lebend vertretenen Unterklassen der Fische nur die Selachier oder Haie und Rochen in Betracht kommen und aus diesen leiten sich erst die Ganoiden und Teleostier als abweichend geartete Verzweigungen her.

Fossile Fische kennt man noch nicht aus der cambrischen Formation und der unteren Hälfte der silurischen Formation. Sie erscheinen erst in der dritten Silurfauna und zwar zuerst im Lower-Ludlow Horizont oder der Mittelregion der dritten Silurfauna (nach Barrande's Eintheilung), wo ein gepanzerter Ganoide *Pteraspis Ludensis* Salt., gefunden worden ist. Reichlicher folgen sie bald im oberen Ludlow-Horizont und lieferten überhaupt bisher für die obersilurische Abtheilung 66 oder 67 Arten (nach Barrande's Zusammenstellung vom Jahr 1872). Es sind darunter verhältnissmässig viele Gattungen der Selachier und der gepanzerten Ganoiden, aber auch schon einige cyclifere Ganoiden. Diese Fisch-Formen der oberen Silur-Etage erscheinen plötzlich und fast gleichzeitig in den Fundstätten von England, Russland, Böhmen u. a. O. und stellen einen Schwarm

von Einwanderern dar, der aus einer noch unbekannten Heimathstätte der Entwicklung eintraf, vielleicht einer besonderen an Pflanzen- und Thiernahrung reichen litoralen Meeresregion, aus der wir keine fossilführenden Ablagerungen kennen. Sie mag der des old red sandstone ähnlich gewesen sein.

Süsswasserfische lassen sich schon in der Steinkohlenformation erkennen, wo sie besonders durch eckschuppige Ganoiden vertreten erscheinen.

Die eigentlichen Knochenfische treten erst in der jurassischen Epoche hervor und ihre frühesten Vertreter sind Uebergangsformen von den cycliferen Ganoiden zu den Clupeaceen oder Häringen. Agassiz zählte sie noch zu den Ganoiden.

Die Selachier sind in den heutigen Meeren reichlich durch Haie oder Squaliden und Rochen oder Rajiden vertreten, denen sich noch in wenig Arten die abweichend gebildeten Chimären anreihen. Die Selachier oder Quermäuler *Plagiostomi*, sind Knorpelfische, bei denen zuerst Ober- und Unterkiefer in deutlichen Gegensatz treten, aber das Skelett noch mehr oder minder knorpelig bleibt und noch niemals so vollständig wie bei Teleostiern verknöchert. Namentlich bleibt ihr Schädel noch eine einfache knorpelige Gehirn-Kapsel (ein Primordialschädel) und erscheint nach aussen noch nicht durch besondere Knochenplatten geschützt. Die chorda dorsalis erhält sich mehr oder minder vollständig in den Wirbeln, aber diese sind meist schon deutlich entwickelt und bilden bei vielen Formen bereits doppeltbecherförmige (biconcave) unvollständig verknöcherte Scheiben.

Vorzugsweise zur fossilen Erhaltung geeignet erscheinen bei ihnen die harten sehr verschiedenartig gestalteten Zähne, ferner die harten Flossenstacheln, die namentlich an der Vorderseite der Rückenflossen auftreten. Zähne und Stacheln finden sich von der oberen Silur-Formation an in grosser Menge und Formen-Mannigfaltigkeit erhalten. Sie verkünden die ehemalige ausserordentlich reiche Entwickelung der Arten, Gattungen und Familien von Selachiern, welche die Meere der Vorwelt bevölkerten, finden sich aber meist nur vereinzelt und geben daher nur wenig Aufschluss über Gestalt und Organisation der Thiere. Dazu kommen in späteren Formationen auch knochige Körner oder verdickte Schuppen und Platten der Haut, auch wohl vereinzelte halb verknöcherte Wirbel. Aber sie finden sich nicht so allgemein verbreitet wie Zähne und Flossenstacheln. Sehr selten sind einigermaassen vollständige Exemplare mit erhaltner Körperform, zusammenhängender Wirbelsäule, Flossen u. s. w., wie man deren namentlich von der Gattung *Xenacanthus* aus dem Rothliegenden, ferner von einer Anzahl von Rochen aus dem oberen Jurakalk kennt. Diese ergeben den reichsten Aufschluss.

Die primitivste Form der Selachier sind die Haie, *Squalidae*, die allem Vermuthen nach in der Silur-Epoche aus der Umbildung von Cyclostomen hervorgingen. Ihre Körpergestalt ist noch vorwiegend walzen- oder spindelförmig, das Maul mit mehreren Reihen oft beweglicher meist kegelförmiger Zähne bewaffnet. Sie sind flinke Schwimmer und gefrässige Räuber. In den heutigen Meeren sind sie in zahlreichen zum Theil mächtig entwickelten Formen vertreten und erreichen eine Länge von 6 bis 10 wenn nicht 13 Meter. Ihre Wirbelsäule enthält z. Th. eine grosse Menge von einzelnen Wirbeln (bis 365). So grosse Haie sind auch schon durch einzelne grosse Zähne in tertiären Schichten angedeutet. Man kennt hier Zähne, die mit Einrechnung der Wurzel 10 oder 12 Centim. Länge erreichten und Haie andeuten, die den grössten heutigen Arten an Grösse wohl nichts nachgaben. Uebrigens stehen Körperlänge der Haie und

Zahnlänge nicht immer in gleichem Verhältniss. Die paarigen Flossen gewisser Haie, namentlich in einem früheren Jugendzustand, zeigen noch eine mehr oder minder deutlich gefiederte Form (wie sie bei Doppelathmern, *Ceratodus* vorkommt) und diese mag wohl bei den Haien der palaeozoischen Epoche allgemein herrschend gewesen sein. Im Rothliegenden erscheint sie bei *Xenacanthus*.

Die ältesten der oberen Silur-Etage angehörenden Reste von Selachiern sind zerstreute Zähne *(Thelodus)* und Flossenstacheln oder sogen. Dorulithen *(Onchus, Ctenacanthus* u. s. w.) aus denen nicht viel zu entnehmen ist.

Bedeutsamer sind die Zähne der Cestracionten oder der Haie mit mehr oder minder tafelförmig verbreiterten und in mehr oder minder zahlreiche Reihen geordneten Zähnen, die zusammen ein zum Zermalmen von harter Nahrung (Crustaceen, Conchylien u. s. w.) trefflich geeignetes Pflaster darstellen.

Die Cestracionten, in den heutigen Meeren nur durch die Gattung *Cestracion* (besonders den »Port-Jackson-Shark« der Engländer, *Cestracion Philippi* an Australien und an Japan) vertreten, sind Knorpelfische mit pflasterähnlichem Gebiss und mit zwei Rückenflossen, deren vorderster Strahl einen gezähnelten Stachel darstellt. Beim lebenden *Cestracion* besteht das Gebiss in der Mittel- und der Hinterregion der beiden Kiefern aus schrägen von der Mediane ausstrahlenden Reihen von breiten flachen Mahlzähnen. In der vorderen Region sind die Zähne zugespitzt und denen der gewöhnlichen Haie noch ziemlich ähnlich. Der Rachen trägt also sehr verschiedene Zahnformen.

Cestracionten erscheinen durch vereinzelte Zähne und Flossenstacheln in allen älteren Formationen von der devonischen an vertreten, namentlich sehr ausgezeichnet im Kohlenkalk, auch noch in der Kreideformation. In europäischen Tertiärschichten sind sie schon fast verschwunden.

Häufig im Kohlenkalk, besonders in England und Irland sind breite flache mehr oder minder gefaltete, oft schon abgekaute Mahlzähne, deren Kronen bisweilen noch auf ausgebreiteten Sockeln (Wurzeln) sitzen. Seltener sind ganze Unterkiefer mit zusammenhängendem Zahnpflaster, die man mit grosser Wahrscheinlichkeit auf Cestracionten bezieht. Dahin gehört namentlich die Gattung *Cochliodus* Ag. Man kennt von ihr den kurzen breiten Unterkiefer. Beiderseits stehen vier ungleiche, beiläufig rhomboidale, aber etwas gekrümmte und seitlich gewundene Mahlzähne, die zusammen ein festes, fast in einander verfliessendes Kaupflaster darstellen. Jeder dieser Mahlzähne entspricht, wie es scheint, einer der schiefen mehrzähligen Zahnreihen des lebenden *Cestracion*, vielleicht in Folge eines Verfliessens mehrerer Zähne einer Reihe zu einer einzigen Zahnplatte. *Cochliodus contortus* Ag. findet sich im Kohlenkalk von Bristol und Armagh.

Dahin gehört noch eine ganze Reihe von Funden ähnlicher, meist runzelig sculpirter Mahlzähne aus den mesozoischen Formationen, wie *Acrodus* aus Trias- und Jura-Schichten, ferner die breiten vierseitigen auf der Krone quergerunzelten Mahlzähne von *Ptychodus*, die für die Kreideformation sehr charakteristisch sind. Diese Zähne finden sich meist nur vereinzelt. Fundstücke, welche mehrere Zähne in der natürlichen Lage neben einander zeigen, sind grosse Seltenheiten. Flossenstacheln, die zu denselben Arten oder Gattungen zu zählen sind, finden sich gewöhnlich mit den Zähnen in der gleichen Schichte abgelagert.

Haifische mit mehr oder weniger stumpf kegelförmigen, kurzen, an den Seiten wenig oder nicht zugeschärften Zähnen unterschied Agassiz unter dem Namen Hybodonten. Sie finden sich besonders reichlich in den älteren Formationen, namentlich sehr ausgezeichnet im Kohlenkalk. Neben Zähnen finden sich auch

wieder Flossenstacheln. Dahin gehört z. B. die Gattung *Cladodus* mit devonischen und carbonischen Arten. Es sind Hybodonten-Zähne mit grossem längsgestreiftem an der Spitze abgerundetem Hauptkegel und jederseits einem oder zwei Nebenkegeln, von denen der äussere etwas den inneren überragt. Diese Zähne stehen auf einer breiten knochigen Wurzel. *Cl. marginatus* Ag. findet sich im Kohlenkalk von Armagh. Die Hybodonten reichen von der devonischen bis in die Kreide-Formation. Sie verlieren sich in letzterer allmählich und sind erloschen.

Die eigentlichen Squaliden mit schärfer zugespitzten, an den Seitenrändern bald scharfschneidigen bald gezähnelten, glatten Kegelzähnen treten erst später als die Hybodonten in der geologischen Reihenfolge auf, namentlich von der Jura-Formation an. Doch sind die vereinzelten Zähne und Flossenstacheln oft nicht bestimmt unter Hybodonten und Squaliden einzutheilen.

Eine seltsam vereinzelte Stellung unter den Selachiern nimmt die im permischen System vertretene, ausnahmsweise nach fast allen Skelett-Theilen bekannt gewordene Gattung *Xenacanthus* ein. Es ist ein Süsswasser-Hai aus dem Rothliegenden mit zwei- oder dreispitzigen Zähnen, die vordem unter dem Namen *Diplodus* den Hybodonten zugezählt wurden. *Xenacanthus* ist nach dem fast vollständig erhaltenen Skelett, dessen Wirbelsäule im Vorderrumpf schon in beginnender Verknöcherung begriffen ist, den Squaliden zunächst verwandt. Besonders charakteristisch für diese Gattung ist ein langer grader im Nacken eingepflanzter Stachel, der an Gestalt dem Schwanzstachel einiger lebenden Rochen ähnelt. Die paarigen Flossen sind gefiedert oder sogen. Archipterygien, wie bei manchen lebenden Haien und dem lebenden Doppelathmer *Ceratodus Forsteri.* Besonders erschwert wird die genauere systematische Deutung der Xenacanthen durch die mangelhafte Kenntniss aller unmittelbar älteren und jüngeren Squaliden, von denen man in der Regel wenig mehr als vereinzelte Stacheln und Zähne kennt. R. Kner hebt einige Analogien der Xenacanthen mit den heutigen flussbewohnenden Welsen (Siluriden) hervor, aber eine Abstammung letzterer von ersteren ist nicht zu erweisen, eher darf *Xenacanthus* als Vertreter einer ohne Nachfolger wieder erloschenen Familie der Selachier gelten. *Xen. Decheni* Goldf. mit dreispitzigen gestreiften Zähnen findet sich zu Ruppersdorf in Böhmen in einem Kalkschiefer des Rothliegenden. Er ist über 50 Centim. lang.

Die Chimären, *Chimaeridae, Holocephali* stellen eine in früher Zeit — vielleicht schon in der devonischen oder in der Steinkohlen-Epoche — sich von den Haien abzweigende Ordnung dar, die in zwei Gattungen *Chimaera* und *Callorhynchus* in der heutigen Meeresfauna noch vertreten ist und in den mittleren geologischen Epochen auch nie sehr formenreich auftritt.

Die Chimären unterscheiden sich von den übrigen Selachiern durch das erste Auftreten eines Kiemendeckels unter der Haut. Schädel und Gebiss sind eigenthümlich gebaut. Die Körperform ist gestreckt wie die der Haie, der Schwanz lang und hinten fadenförmig ausgezogen. Das Gebiss besteht nicht aus Zähnen in zahlreichen Reihen, sondern aus einigen wenigen Schneidezähnen und Zahnplatten. Es sind deren bei den lebenden Chimären sechs, nämlich vorn im Zwischenkiefer zwei zugeschärfte gestreckte Schneidezähne, dahinter vier (im Oberkiefer zwei und im Unterkiefer ebenfalls zwei) flache wulstförmige Kauplatten. Der Kronentheil erscheint punktirt (durch das obere Ende der dickwandigen Zahnröhrchen oder Dentine-Kanälchen.)

Der fossilen Erhaltung fähig ist ausser dem starken Gebiss der lange starke im Nacken des Thieres sitzende Stachel der vorderen Rückenflosse. Das Innen-

skelett ist noch knorpelig. Gebiss und Flossenstachel von Chimären finden sich, abgesehen von problematischen Vorläufern in devonischen und carbonischen Schichten, mit Sicherheit vom Lias an in fossiler Erhaltung. QUENSTEDT erwähnt aus dem Solenhofener Schiefer (oberer Jura) auch ein vollständig erhaltenes Skelett mit chagrinirter Haut, einem langen im Nacken sitzenden Flossenstachel und einem stark verlängerten Schwanz mit hunderten von kleinen Wirbelringen. Aus Tertiär-Schichten, namentlich aus dem eocänen London-Clay der Insel Sheppey bei London kennt man noch Gebisse von Chimäriden. Am reichlichsten sind diese aber in Trias, Jura und Kreideformation vertreten. Jetzt leben nur noch zwei Chimären-Arten, *Chimaera monstrosa* L. in der Nordsee und im Mittelmeer, *Callorhynchus australis* im Australischen und im Chinesischen Meer.

Die Rochen, *Rajidae*, stellen eine andere Ordnung der Selachier dar, die sich von den Squaliden schon in einer frühen Epoche, vielleicht schon in der Steinkohlen-Epoche — jedenfalls bereits vor dem Lias — abgezweigt hat und in den heutigen Meeren noch reich an Arten und Gattungen vertreten ist. Sie hat ausnahmsweise auch Süsswasserbewohner geliefert. In Süd-Amerika giebt es noch heute flussbewohnende Rochen.

Die typischen Rochen der heutigen Meeresfauna sind Thiere von etwas träger Bewegung, flachem scheibenförmigen Körper mit rundlichem oder rautenförmigem Umriss. Die grossen Brustflossen sind dicht hinter dem Kopfe angewachsen und werden auch meist in breit ausgespannter Lage getragen. Der Rachen ist meist mit flachen tafelförmigen in Reihen geordneten Zähnen gepflastert. Der Schwanz ist oft lang, verdünnt, vielwirbelig. Dazu kommt bei einigen lebenden Rochen *(Trygon, Myliobates* u. a.) ein am Rücken des Schwanzes sitzender langer an beiden Seiten widerhaekig gezähnter Stachel von harter dichter Substanz.

Auf Rochen bezieht man schon Flossenstacheln aus dem devonischen und carbonischen System, die AGASSIZ unter dem Namen *Pleuracanthus* beschrieb, aber sie kommen auch mit dem grossen Stachel, den Xenacanthus im Nacken trägt, überein. Ganz bestimmt erwiesen wird das Auftreten von Rochen durch einige fast vollständige Skelette mit halbknöcherner fester Wirbelsäule in der Jura-Formation.

Thaumas alifer MUNST. aus dem jurassischen Kalkschiefer von Solenhofen ist in einem fast vollständigen Exemplare bekannt und stellt eine Mittelform zwischen Rochen und Haien (besonders *Squatina*) dar, 48 Centim. (1½ Fuss) lang mit feiner Chagrinhaut bekleidet.

Aehnlich ist *Spathobatis bugesiacus* THIOL. aus dem oberen Jura von Cirin bei Lyon, ein 75 Centim. (2½ par. Fuss) langer mit körniger Haut bekleideter Roche vom rautenförmigen Körperumriss der lebenden *Rhinobatus*-Arten. Die Schnauze springt stark vor und der Rachen trägt kleine Zähne, die ein Pflaster in schiefen Reihen bilden. Die Wirbel, besonders am Rumpf sind verknöchert und ihre ganze Zahl ist etwas mehr als 150. Die Erhaltung zu Cirin ist so ausgezeichnet, dass man noch die Kiemenbögen gut erkennt. (Fünf lineare Kiemenspalten an der Bauchseite). Flache tafelförmige oft sechseckige Kauplatten aus dem Rachen von mehreren Rochen-Gattungen, bald aus dem Zusammenhang gelöst, bald in geschlossenen Längs- und Querreihen zusammenhängend erhalten, sind häufig in meerischen Tertiär-Ablagerungen, namentlich von der Gattung *Myliobatis* und mehr oder minder den heute noch lebenden Arten bereits nahe-

stehend. Auch grössere knochige Haut-Scheiben von *Raja*-Arten finden sich in tertiären Meeresablagerungen.

Ein Süsswasser-Roche, *Heliobatis*, wird aus einer oberen eocänen Binnensee-Ablagerung des westlichen Nord-Amerika aufgeführt.

Eine sehr abweichende Rochen-Gattung von schlanker, den Haifischen ähnlicher Körpergestalt ist der Sägefisch *Pristis antiquorum* LATH. (*Squalus pristis* LIN.), lebend an Europa. Der Oberkiefer verlängert sich bei ihm in einen 1—2 Meter langen schwertförmigen beiderseits mit 18—24 eingekeilten Zähnen besetzten Fortsatz. Diese Gattung ist durch sichere Fossilreste im eocänen London-Thon der Insel Sheppey nachgewiesen. Man kennt von hier Bruchstücke der sogen. Säge.

Einen *Torpedo* oder Zitterrochen (*T. gigantea* AG.) kennt man aus dem eocänen Plattenkalk des Monte Bolca, nördl. von Verona.

Wir wenden uns zur zweiten, in den geologischen Formationen äusserst zahlreich und mannigfaltig vertretenen, für Geologie und Palaeontologie in hohem Grade wichtigen Unterklasse der echten Fische, den Ganoiden oder Schmelzfischen, *Ganoides*, denen der älteste positiv nachgewiesene Fisch, *Pteraspis Ludensis* SALT. aus dem oberen Silursystem von England (Lower Ludlow Beds) angehört.

Die Ganoiden sind in der heutigen Lebewelt nur noch durch wenige in geographischer Hinsicht weit zersprengte Gattungen vertreten, deren Arten theils Flüsse und Binnensee'n bewohnen, theils Meeresbewohner sind, welche periodisch in die grossen Flüsse aufsteigen. Die älteren Ganoiden stellten vom Silursystem bis zur Kreide-Formation beiläufig die Hälfte des Betrages der meerischen Fisch-Fauna. In das Süsswasser stiegen sie schon in der Steinkohlen-Formation. Fast ganz aus der Meeresfauna entschwunden erscheinen sie schon mit Beginn der tertiären Periode. Sie räumen hier im Meere einestheils den mächtig heranwachsenden Knochenfischen das Feld, andrerseits den in der Tertiär-Epoche bereits riesige Dimensionen gewinnenden Haifischen. Ein ähnliches Asyl im Süsswasser fanden Krokodile, Dipneusten, Phyllopoden u. s. w. Der Vorgang ist also sehr allgemeiner Art. Zu Grunde liegt ein ununterbrochener Verlauf von Schieben und Geschobenwerden, wobei der aus irgend einem Grunde schwächere Theil sich eine neue Heimath sucht und in der älteren mehr oder weniger vollständig erlischt.

Die wenigen heute noch lebenden *genera* der Ganoiden — *Lepidosteus*, *Polypterus*, *Accipenser*, *Spatularia* und *Amia* haben nach JOH. MÜLLER's Untersuchung einen wichtigen Charakter des Blutgefäss-Systems (zahlreiche in Reihen geordnete Klappen des Arterien-Stiels) gemeinsam, welcher gleich wie auch eine Anzahl anderer Beziehungen ihnen eine Mittelstellung zwischen Selachiern und Teleostiern anweist. Im Uebrigen weichen die wenigen geographisch versprengten Nachzügler des erloschenen grossen Heeres der Ganoiden auch nach Körpergestalt, Entwicklung des festen inneren Skeletts und Gestaltung der äusseren Körperfläche weit von einander ab.

Bei *Accipenser* ist das Skelett noch fast ganz knorpelig, namentlich erhält sich die *chorda dorsalis* und verknöcherte peripherische Wirbel fehlen noch. Die äussere Haut trägt entfernt stehende Längsreihen von strahlig gezeichneten Knochenschildern. Bei *Lepidosteus* und *Polypterus* dagegen ist das Wirbel-Skelett in ähnlicher Weise wie bei echten Knochenfischen vollständig verknöchert, die äussere Körperdecke aber ein geschlossenes Panzerkleid von ziemlich grossen

und starken, rautenförmigen Email-Schuppen, die durch besondere Fortsätze articuliren. Noch anders sind die Charaktere der Gattung *Amia*, welche zwischen Ganoiden und Häringen *(Clupeaceae)* vermittelt. Sie hat cycloidische Schuppen mit sehr dünner Schmelzlage, ähnlich denen der Häringe. Die Wirbelsäule ist auch hier wohlentwickelt.

Diese drei Haupt-Typen lebender Ganoiden treten aber erst in volleres Licht durch die Einbeziehung der zahlreichen fossilen Reste, die von der oberen Silur-Etage an durch die ganze Reihe der geologischen Formationen reichen und Dank einer festen Hautdecke — bald knochiger Schilder, bald rhomboidischer und bald cycloidischer Schmelzschuppen — in der Regel in mehr oder minder vollständiger Erhaltung bekannt sind.

Wir haben darnach drei Ordnungen der Ganoiden zu unterscheiden.

1. Gepanzerte Ganoiden, *Ganoides tabuliferi.* Sie führen ein mehr oder minder vollständiges Panzerkleid von knochenartigen Hautschildern. Ihre lebenden Vertreter sind die Störe *(Accipenser)* und die Löffelstöre *(Spatularia).* Es sind Knorpelfische, die an Selachier anknüpfen. Ihre Wirbelsäule ist noch knorpelig, der Schädel aber theilweise verknöchert.

2. Die eckschuppigen Ganoiden oder Eckschupper, *Ganoides rhombiferi.* Ihre lebenden Vertreter sind *Lepidosteus* und *Polypterus*, zwei Gattungen mit vollständig verknöcherter Wirbelsäule und einem Panzerkleid von kräftigen rautenförmigen Schmelzschuppen.

3. Die Cycliferen oder rundschuppigen Ganoiden, *Ganoides cycliferi.* Ihr lebender Vertreter ist *Amia*, eine zwischen Ganoiden und Häringen vermittelnde Gattung mit cycloidischen nur dünn emaillirten Schuppen, die von den Zoologen gewöhnlich neben den Häringen aufgeführt wird, aber genauer untersucht als ein Ganoide sich herausstellt.

Diese drei in der lebenden Fischfauna nur noch mit den letzten Nachzüglern vertretenen Ganoiden-Ordnungen erscheinen mit wohlausgeprägtem Typus nebeneinander schon in der silurischen und der devonischen Epoche. Ihre älteren Vorläufer sind in positiven Funden nicht erhalten, können aber problematisch nur in Uebergangsformen von Selachiern zu gepanzerten Ganoiden (Tabuliferen) gesucht werden, worauf namentlich die bei letzteren fast stets knorpelig verbleibende Wirbelsäule hindeutet.

Wir beginnen also mit den gepanzerten Ganoiden, *Ganoides tabuliferi.* Sie tragen ein mehr oder minder vollständiges Panzerkleid von knochenartigen mit einer dünnen Schmelzschicht überzogenen, oft durch Nähte mit einander verbundenen Hautschildern, wogegen das innere Achsenskelett stets mehr oder minder knorpelig bleibt und auch bei den lebenden Vertretern noch nicht vollständig verknöchert erscheint. Die chorda dorsalis spielt darin noch eine Hauptrolle.

Die gepanzerten Ganoiden sind offenbar die primitivste und allem Vermuthen nach auch die älteste Ordnung ihrer Klasse. Sie schliessen sich näher als die beiden anderen Ordnungen den Selachiern an und sind wahrscheinlich in der älteren silurischen Epoche, wenn nicht schon früher, aus Selachiern hervorgegangen.

Sie zeigen sich schon in der ältesten bis jetzt bekannt gewordenen fischführenden Schichte. *Pteraspis Ludensis* Salt. aus den unteren Ludlow-Schichten (Lower Ludlow beds) des oberen Silursystems von England ist der älteste überhaupt fossil gefundene Fisch. In den oberen Ludlow-Schichten von England und den darauf folgenden zwischen dem silurischen und dem devonischen System

schwankenden Schichten (Passage-beds) von England und den gleich alten Schichten von Böhmen, Russland u. s. w., kommen noch mehrere andere Arten und Gattungen gepanzerter Ganoiden vor, wie *Cephalaspis Murchisoni* Egert., *Pteraspis truncatus* Huxl. u. a.

Reichlicher sind die Panzer-Ganoiden im devonischen System vertreten. Nach diesem verschwinden sie, im Kohlenkalk sollen sie schon sehr selten sein.

Sie bieten im obersilurischen und im devonischen System seltsame Fischgestalten mit einem theils nur den Kopf, theils auch noch den vorderen Rumpf bedeckenden Panzer von kräftigen mit einer Schmelz-Lage überzogenen Hautknochen (Dermal-Platten). Man kennt eine Anzahl ziemlich vollständiger Panzer dieser devonischen Knorpel-Ganoiden, aber die ersten noch unvollständigen Funde gaben Anlass zu sehr abweichenden Deutungen. Namentlich hielt man sie anfangs für Reste von Schildkröten. Andererseits zählte Agassiz den gepanzerten Ganoiden anfangs noch ähnliche gepanzerte Fossilien zu, die sich nachmals als Reste mächtig grosser Crustaceen erwiesen. Soviel nur als Beleg für das fremdartige Kleid der ältesten gepanzerten Ganoiden. Nähere Untersuchungen erwiesen sie als wahre, wenngleich seltsam vermummte Fische, die sich am nächsten noch den heutigen Stören (*Sturionidae, Accipenscridae*) vergleichen lassen und muthmaasslich deren ältere Stammesvorfahren darstellen. Ihr inneres Skelett ist namentlich auch noch wie bei den heutigen Stören erst theilweise verknöchert. Die Wirbelsäule war noch eine weiche zur fossilen Erhaltung nicht geeignete Knorpelmasse. Sie fehlt auch den am besten erhaltenen Exemplaren. Die leere Stelle in diesen deutet die chorda dorsalis und die weiche Chorda-Scheide an.

Durch einen fast geschlossenen Panzer von Hautknochen über den Kopf und den vorderen Rumpf bezeichnet sind die Gattungen *Pterichthys* und *Coccosteus*.

Pterichthys begreift kleine Panzerfische von flach spindelförmiger Gestalt und kurzem vorn gerundetem Kopf. Der Kopfpanzer articulirt mit dem Rückenpanzer. Aus letzterem tritt die Hinterhälfte des Rumpfes mit dem Schwanze frei hervor. Diese hintere Körperhälfte trägt einen beweglichen Panzer dünner polygonaler Platten, ferner kleine nur selten erhaltene Flossen. Seltsam gestaltet und mit starken Panzerstücken bekleidet sind die Vordergliedmaassen, die den Brustflossen anderer Fische entsprechen, aber in der besonderen Ausbildung von Allem abweichen, was man sonst von Gliedmaassen oder paarigen Flossen lebender und fossiler Wirbelthiere kennt. Es sind gegliederte Ruderorgane, die dem Medianstab oder Carpus-Strahl der gewöhnlichen Fischflosse entsprechen. Der Hinterkörper war auch mit Flossen versehen, die aber nur an seltenen Fundstücken erhalten sind. Ueberhaupt bleibt hier gar manches noch räthselhaft. Jedenfalls war das Thier ein unbeholfener Schwimmer, der sich auf dem Boden umher trieb und vielleicht mehr kroch als schwamm. Man kennt einige Arten von *Pterichthys*, die meisten aus dem old red sandstone von Caithness u. a. O. in Schottland. Die am besten bekannte Art ist *Pterichthys Milleri* Ag.

Die Gattung *Coccosteus* ist ähnlich, aber etwas anders und ebenfalls noch höchst seltsam gebaut. Den Kopf und die Vorderhälfte des Rumpfes überzieht hier ein geschlossener Panzer von meist an den Nähten unbeweglich verbundenen Knochenplatten mit körniger Oberfläche. Kopf und Rücken trugen eine geschlossene Panzerabtheilung, einen Kopfrückenpanzer. Ihm entsprach an der Unterseite des Körpers ein Bauchpanzer, der mit dem oberen Panzer nur locker und offenbar beweglich verbunden war. Der hintere Rumpftheil mit dem Schwanz trat frei aus den beiden Vorderpanzern hervor und scheint nackt gewesen zu

sein, jedenfalls ohne stärkere Panzerplatten. Das Achsenskelett war knorpelig und ist nicht fossil erhalten. Es trug aber nach oben und nach unten deutliche verlängerte Fortsätze (oben die Neurapophysen oder *processus spinosi*, unten die Hämatapophysen). Diese waren bereits verknöchert wie sie es auch bei den heutigen Stören sind. Die steif bepanzerten Vordergliedmaassen, welche *Pterichthys* bezeichnen, sind von *Coccosteus* nicht bekannt und scheinen nur gering entwickelt — oder rudimentär — gewesen zu sein. Der Hinterrumpf und der Schwanz waren mit Flossen besetzt. Rücken- und Afterflosse waren kräftig entwickelt und deuten auf behendere Schwimmer als die *Pterichthys*-Arten waren. *Coccosteus* erscheint in obersilurischen und devonischen Schichten. Die am besten bekannte Art, *C. decipiens* Ag., wird über einen Fuss lang und stammt aus dem old red sandstone der Orkney's.

Viel näher als *Pterichthys* und *Coccosteus* kommen der normalen Fischgestalt schon die Cephalaspiden oder Schildköpfe. Bei ihnen verfliessen die an der Oberseite des Kopfes entwickelten Platten zu einem breiten flachen Kopfschild, der zu beiden Seiten — in Nachahmung des Kopfschildes mancher Trilobiten — in rückwärts gerichtete Fortsätze ausgezogen erscheint. Auf diesem Schild etwas vor der Mitte zeigen sich zwei kleine einander genäherte länglichrunde Löcher, die man als Augenhöhlen annimmt. Am Kieferrand erkennt man kleine schmale und dünne Zähne. Der grösste Theil des Rumpfes mit dem Schwanze lag frei und trug nur einen beweglichen Panzer von dünnen Schuppen. Gut erhaltene Exemplare lassen die paarigen Brustflossen, eine Rückenflosse und eine stark ausgebildete ungleich-lappige (heterocerke) Schwanzflosse erkennen.

Die Cephalaspiden erscheinen mit den Gattungen *Cephalaspis* und *Pteraspis* in ziemlich vielen Arten obersilurisch und devonisch. Die Cephalaspiden und die übrigen gepanzerten Ganoiden verlieren sich alsbald darnach. Im Kohlenkalk sollen einige wenige Reste solcher noch vorkommen.

Wahrscheinlich aber erhielt sich der Stamm der gepanzerten Ganoiden durch die ganze Reihe der geologischen Formationen und lebt noch heute in der mit ähnlichen Knochentafeln bekleideten Familie der Störe (*Accipenser* und *Spatularia*), die jetzt aber theils Flussfische, theils auch in Flüsse periodisch aufsteigende Seefische sind. Ihr Achsenskelett ist noch knorpelig und entbehrt harter Ringwirbel. Den Schädel und zum Theil auch den Rumpf bekleiden körnig und strahlig gezeichnete Knochenschilder. Namentlich erscheint von diesen jüngeren gepanzerten Ganoiden — als bis jetzt fast einziger Fund in der ganzen mesozoischen Formationen-Reihe — ein Stör, *Chondrosteus*, im unteren Lias von England und zeigt, dass der Zusammenhang zwischen den Panzerganoiden des devonischen Zeitalters und den Stören der tertiären Epoche und der heutigen Flussfauna nur scheinbar — durch Ungunst der Bedingungen der fossilen Erhaltung — unterbrochen ist und durch vereinzelte glückliche Funde zusehends sich ergänzen lässt.

Die gepanzerten Ganoiden scheinen sich frühe in Flüsse zurückgezogen zu haben, von denen uns keine fossilführenden Ablagerungen vorliegen. Wir kennen aus den mesozoischen Formationen nur zwei hierher gehörige Funde aus Meeresablagerungen. *Chondrosteus* aus dem unteren Lias von England verbindet Charaktere von *Accipenser* mit solchen von *Spatularia*. *Saurorhamphus* aus der Kreideformation von Comen in Istrien vertritt eine besondere Familie der Störe. Der Rachen führt kleine Kegelzähne und die Körperachse trägt peripherisch ausge-

bildete Wirbelkörper. Aber die Körpergestalt und die äussere Bekleidung mit Knochenschildern erweist gleichwohl einen Stör.

Die ächten Störe, *Accipenser*, sind durch eine Art *A. toliapicus* Ag. im eocänen Thon von Sheppey in England nachgewiesen.

Wir kommen zur zweiten Ganoiden-Ordnung, den Eckschuppern, *Ganoides rhombiferi*, ausgezeichnet durch ein geschlossenes Panzerkleid von ziemlich grossen, oft sehr grossen mit einer äusseren Schmelzlage überzogenen rhombischen oder rhomboidischen Schuppen, die in Längsreihen und zugleich in schiefen Querreihen stehen und durch besondere Fortsätze articuliren.

Von ihnen leben noch zwei Gattungen, der Knochenhecht *Lepidosteus* in Flüssen und Binnenseen von Nord-Amerika und der Flösselhecht *Polypterus* in Flüssen von Afrika (Gambia, Niger, oberer Nil). Bei beiden ist das Wirbelskelett, gleichwie bei echten Knochenfischen, bereits vollständig verknöchert.

Die eckschuppigen Ganoiden beginnen fossil mit dem devonischen System und hier alsbald in mehreren Familien. Sie reichen von da in grosser Anzahl der Gattungen und Arten bis zur Wealden-Stufe. Von da an werden sie selten und verlieren sich aus der Meeresfauna, um schliesslich nur noch im Süsswasser mit rasch verminderter Formenzahl ihr Dasein zu fristen. In Tertiärschichten sind sie schon sehr selten und namentlich nur in Nord-Amerika reichlicher vertreten.

Während dieses langen geologischen Zeitraumes tritt bei den Eckschuppern eine Vervollkommnung des Skelettbaues ein, die besonders in der Entwicklung von Wirbelringen um die *Chorda dorsalis* sich äussert. Die älteren fossilen Formen namentlich die des palaeozoischen Systems, zeigen, wie alle wohl erhaltene Exemplare erweisen, noch eine knorpelige Achse oder nur halb verknöcherte Wirbel. Namentlich zeigen sie oft eine Leere an der Stelle der weichen knorpligen *Chorda* und darüber und darunter die verknöcherten oberen Dornfortsätze (Neurapophysen) und unteren Dornfortsätze (oder Hämatapophysen). Bei anderen beginnt auch schon eine knochige Ringbildung um die *Chorda* herum. Dagegen zeigen die noch heute im Süsswasser fortlebenden Gattungen *Lepidosteus* und *Polypterus* ein vollständig verknöchertes Skelett, bei *Lepidosteus* sogar Wirbelkörper mit Kugel- und Pfannen-Gelenken.

Ebenso macht sich bei den Eckschuppern, namentlich von der Trias-Epoche an — und gleichzeitig bei den Rundschuppern — eine bemerkenswerthe Veränderung in der Gestaltung des Schwanzendes und der Schwanzflosse bemerkbar, wie denn im Zeitalter der Trias überhaupt beträchtliche Umgestaltungen der organischen Formen in verschiedenen Klassen der Lebewelt vorgingen. Die eckschuppigen Ganoiden der älteren Formationen zeigen heterocerke Gestalt, das Wirbelsäulen-Ende verlängert sich als deutlicher Strang in den oberen Schwanzlappen und bildet den Träger der ganzen ungleich gelappten Schwanzflosse. Die Schwanzwirbel sind hier zahlreicher (Zahl der homonymen Theile grösser, Analogie mit Selachiern bemerkbar). So ist es noch bei allen Eckschuppern der palaeozoischen Formationen. Eine Mittelform zeigen in der Trias und im Lias die nur wenig heterocerken Ganoiden, wie *Catopterus* und *Ischypterus*, im Keuper von Nord-Amerika, Verwandte der Palaeonisciden des palaeozoischen Systems. Aechte Homocerken erscheinen erst vom Lias an. Das hintere Ende der Wirbelsäule ist bei ihnen verkürzt (Zahl der homonymen Theile verringert). Die Schwanzflosse ist bei ihnen gewöhnlich gleichlappig. Heterocerke Fische *(Pisces heterocerci* von *heteros*, verschieden, ungleich und *kerkos*, Schwanz), sind in der heutigen Lebewelt nur noch die Selachier, die Störe und der Knochenhecht, *Lepidosteus*.

Die Eckschupper zerfallen in eine grössere Anzahl von Familien, die zum Theil im Grade der Skelettverknöcherung und im Uebergang von der ungleichen zur gleichmässigen Ausbildung der Schwanzflosse aufsteigende Reihenfolge erkennen lassen. So die Dipteriden, Acanthodier, Paläonisciden, Pycnodonten u. s. w.

Die Dipteriden, *Dipteridae (Dipterii)* sind besonders im devonischen System vertreten. Es sind schlank gebaute Eckschupper mit zwei hintereinander gelegenen Rückenflossen, was behende Schwimmer andeutet. Die Wirbelsäule ist knorpelig, die Schwanzbildung heterocerk. Das Gebiss zeigt kegelförmige ziemlich gleich grosse Zähnchen. *Dipterus* und *Osteolepis* sind Dipteriden aus dem old red sandstone von England und Schottland.

Mit den Dipteriden erscheinen im devonischen System auch schon Gattungen aus der Familie der Acanthodier, welche ein ungewöhnlich stark entwickelter Stachel am Vorderrande der Flossen, namentlich der stark entwickelten paarigen Brustflossen auszeichnet. Die Schuppen sind klein und fast körnerartig, theils auch deutlich eckig, quadratisch oder rhombisch. In der Steinkohlenformation und im Rothliegenden liefert die Familie der Acanthodier bereits Süsswasserbewohner. Am wichtigsten ist die Gattung *Acanthodes*, die namentlich in den thonigen Schichten des Rothliegenden reichlich vertreten ist, aber oft nur die kräftigen langen Stacheln vom Vorderrande der grossen Brustflosse hinterlassen hat. Da die Skelettachse weich, die Hautdecke kleinschuppig war, sind hier wohlerhaltene Individuen selten.

Die Familie der Palaeonisciden, *Palaeoniscidae*, begreift Eckschupper der carbonischen und der permischen Ablagerungen, und zwar sowohl Meeres- als Süsswasserbewohner. Die Haut ist mit ziemlich grossen ausgezeichnet emaillirten rhomboidischen Schuppen bekleidet, die Schwanzbildung heterocerk, die Skelettachse war noch knorpelig. Die Kiefern trugen zahlreiche kleine dicht gedrängte ziemlich stumpfe Zähnchen (sogen. bürstenförmige Bezahnung.)

Die Gattung *Palaeoniscus* beginnt in der Steinkohlenformation und liefert hier und im Rothliegenden wie auch im Zechstein zahlreiche Arten. Die letzten Palaeonisken finden sich in der Trias. Die Körpergestalt ist schlank, die Flossen sind ziemlich klein. Die häufigste und bekannteste *Palaeoniscus*-Art ist *P. Freieslebeni* Blainv. Sie findet sich in zahllosen Mengen im Kupferschiefer von Nord- und Mittel-Deutschland zu Eisleben, Riechelsdorf u. a. O., wird 15—20 Centim. lang und ist in trefflichen Exemplaren in allen Sammlungen verbreitet. Diese Art war schon im vorigen Jahrhundert ein Gegenstand der Aufmerksamkeit der Naturforscher und ihre Häufigkeit, ihre oft krampfhafte Verkrümmung in kupferhaltigen Schichten ist ein vielfach schon erörtertes Problem der Geologie.

Amblypterus ist eine verwandte Gattung des Steinkohlen-Gebirges und des Rothliegenden und liefert namentlich Süsswasserbewohner. Auszeichnend ist die Grösse der Flossen, ihre vordersten Strahlen sind aber nicht stark entwickelt. *A. macropterus* Ag. ist eine Art von etwas gedrungener Körpergestalt mit sehr grosser Rückenflosse auf der Mitte des Rückens. Häufig und wohlerhalten in den Eisenstein-Nieren des mittleren Rothliegenden der Gegend von Birkenfeld und Lebach.

Mit dem Zeitalter der Trias tritt die schon gedachte Umgestaltung im Bau der Eckschupper ein. Die Ossification des Achsenskeletts macht hier Fortschritte und im Lias erscheinen schon Ganoiden mit mehr oder minder ausgebildeten knochigen Wirbeln. Die Schwanzbildung, bis dahin heterocerk, wird nun bei einem Theile der Gattungen homocerk. Ein Beispiel davon giebt *Semionotus*

Bergeri aus der Familie *Dapedidae*. Es ist ein ziemlich schlank gebauter Eckschupper, der im mittlern Keuper von Coburg in guter Erhaltung vorkommt. Die Achse zeigt noch keine ringförmig geschlossenen Wirbelkörper, die Schwanzbildung ist noch heterocerker Art, aber nicht mehr in dem Grade wie bei den palaeozoischen Ganoiden, das Hinterende der Wirbelsäule setzt noch in den oberen Schwanzlappen fort, aber nicht mehr bis an ihr Ende und der Strahltheil beider Flossenlappen erscheint schon fast gleich gross.

Die Pycnodonten, *Pycnodontes,* sind eine von der Steinkohlen-Formation an bis zur unteren Tertiärformation verbreitete Familie der Eckschupper, ausgezeichnet durch kurze und hohe zusammengedrückte Körperform und das mit breiten gerundeten Mahlzähnen besetzte, auf harte Nahrung deutende Gebiss, ferner durch das Auftreten eines eigenthümlichen durch Verdickung des Vorderrandes der Schuppen hervorgehenden Hautreifen-Systems, das bei anderen Familien der Fische sich nicht wiederholt. Die Anlage zur Wirbelsäule bleibt noch bei allen knorplig, doch beginnt mit den jurassischen Arten eine unvollständig abgeschlossene Wirbelbildung, die von den oberen und unteren Bögen der Dornfortsätze ausgeht. Der Schwanz ist bei den älteren Gattungen heterocerk, bei den jüngeren homocerk.

Die Gattung *Platysomus* beginnt in der Steinkohlenformation. *Platysomus gibbosus* Ag. erscheint im Zechstein *(magnesian limestone)* von England. Bei den Platysomen ist die Schwanzbildung noch heterocerk, die *chorda dorsalis* blieb noch weich und knorplig und ward oben und unten umfasst von der basalen Gabel verknöcherter Dornfortsätze.

Die Gattung *Pycnodus* enthält homocerke Arten, die vom Lias bis in die Eocän-Schichten verbreitet erscheinen. Mehrere Arten sind in fast vollständigen Exemplaren bekannt und zeigen, dass das in der Haut eingeschaltete ganz ungewöhnliche Knochensystem zur Stütze des Schuppenkleids diente und aus vorderen Leisten der Schuppen hervorging. Dem Zwischenraum zwischen je zwei Hautrippen oder Reifen entspricht je eine Schuppenreihe, aber bei manchen Arten sind die Schuppen ganz zart oder gar nicht fossil erhalten, wobei dann die Reifen allein stehen und gleichsam ein zweites äusseres Skelett darstellen, was dem Fossil ein befremdendes Aussehen ertheilt.

P. platessus Ag. eine kleine Art, von der keine Schuppen erhalten sind, erscheint noch fossil im eocänen Plattenkalk des Monte Bolca bei Verona. Eine andere *Pycnodus*-Art erscheint noch im eocänen Thon von Sheppey in England. *(P. tolipiacus* Ag.). Im Miocän ist Pycnodus schon nicht mehr sicher nachweisbar und in der heutigen Fauna jedenfalls erloschen. Dieses Hereinragen einer in den mesozoischen Epochen reichlich verbreiteten Ganoiden-Gattung in die Meeresabsätze der Eocän-Formation ist eine bemerkenswerthe Erscheinung und steht fast vereinzelt. In der mittleren Tertiärformation scheinen die Pycnodonten bereits erloschen zu sein.

Die Familie *Lepidotidae* begreift homocerke Eckschupper mit bereits wohlverknöcherten, erst von zwei Halbringen gebildeten, dann peripherisch geschlossenen Wirbeln. Der Kopf ist vorn stumpf abgerundet. Das Gebiss zeigt starke theils halbkugelige, theils kegelförmige Zähne. Die Gattung *Lepidotus,* besonders ausgezeichnet durch sehr grosse und sehr kräftig gebaute stark glänzende Schmelzschuppen, ist im Jura in zahlreichen Arten verbreitet. Sie spielt auch noch eine wichtige Rolle (mit *Lepidotus Mantelli* Ag. u. a. A.) in der Süss- und Brackwasser-

Fauna der Wealdenstufe und erlischt mit der letzten Art *(Lepidotus Maximiliani* AG.) in der Eocänformation des Pariser Beckens.

Die Familie *Caturidae* begreift grosse homocerke Eckschupper mit zahlreichen starken Kegelzähnen, die auf ausgeprägt räuberische Lebensweise deuten. Die Wirbelsäule ist in stufenweiser Verknöcherung begriffen. Die Schwanzbildung homocerk. Die Caturiden sind mit *Caturus*, *Pachycormus*, *Sauropsis* und anderen Gattungen in jurassischen Meeresablagerungen zahlreich verbreitet, die letzten Arten erscheinen in der oberen Kreide. An sie schliessen sich unmittelbar die *Lepidosteus*-Arten an, nur sind die Caturiden homocerk und ihre Wirbel z. Th. noch von Halbringen gebildet, z. Th. auch schon peripherisch geschlossen und biconcav.

Die Familie *Lepidosteidae* lebt mit der Gattung *Lepidosteus* in Flüssen und Binnensee'n von Nord-Amerika noch fort. *Lepidosteus osseus*, der Knochenhecht, von LINNÉ schon als *Esox osseus* beschrieben, wird über 1 Meter lang und zeigt eine ausgeprägt räuberische Lebensweise. Der Körper ist schlank und fast walzenförmig, Ober- und Unterkiefer sind in eine längliche Schnauze ausgezogen und mit Reihen von grösseren und kleineren spitzkegelförmigen Zähnen bewaffnet. Die Schwanzbildung ist noch deutlich heterocerk — wenn auch nicht mehr in so ausgeprägter Weise wie bei palaeozoischen Ganoiden. Das Skelett ist vollständig verknöchert und die Wirbelkörper sind mit Kugel- und Pfannengelenken versehen, eine Bildung, die in der ganzen Klasse der Fische einzig dasteht. Jeder Wirbel ist an der Vorderfläche mit einem vortretenden Gelenkkopfe versehen, der in einer Pfanne der Hinterseite des zunächst vorhergehenden Wirbelkörpers articulirt. Dies ist der einzige Fall dieser Art bei lebenden, wie fossilen Fischen.

Der *Lepidosteus* ist in fossilen Resten nur aus Nord-Amerika bekannt, wo er auch allein und zwar in etwa einem Dutzend Arten in Flüssen und See'n noch lebt. In den ältesten eocänen Süsswasserablagerungen und in den zunächst darauf folgenden des Nordwestens sind *Lepidosteus*-Arten häufig, die den heute noch lebenden desselben Gebietes schon sehr nahe stehen.

Wir kommen nun zur dritten Ordnung, den Cycliferen oder rundschuppigen Ganoiden, *Ganoides cycliferi*, die bereits im oberen Silur-System fossil anheben, im Jura-System durch die Leptolepiden zu den echten Knochenfischen, *Teleostei*, überleiten und in der Jetztwelt nur noch in der nordamerikanischen Süsswasser-Gattung *Amia*, Kahlhecht, fortleben.

Sie tragen ein Schuppenkleid von rundlichen (cycloidischen), auf der äusseren Seite mit mehr oder minder dicker Schmelzschicht belegten Schuppen, die wie die der Teleostier in Dachziegelform angeordnet sind. Bei den palaeozoischen Cycliferen sind diese oft gross, sehr verdickt, und mit starker verschiedentlich verzierter Schmelzschicht bedeckt. In den jüngeren Formationen zeigen die Cycliferen dünnere Schuppen mit schwächer entwickelten Schmelzlagen. Sie werden damit denen der Teleostier allmählich ganz ähnlich und im Jura-System erscheinen schon die verbindenden Mittelformen. Ebenso wie die Eckschupper lassen auch die Rundschupper in dem Grade der Verknöcherung des inneren Skeletts und in der zuerst heterocerken, später homocerken Schwanzbildung Stufenfolgen erkennen, die allmählich zu den Teleostiern überleiten, so dass die geologisch gleichzeitigen Eckschupper und Rundschupper oft ausgezeichnete Parallelen der organischen Umgestaltung darbieten. Der Hauptwendepunkt bei den einen, wie bei den anderen fällt beiläufig in das triasische Zeitalter.

In den älteren geologischen Formationen sind die *Ganoides cycliferi* durch

hohlgrätige Formen, Coelacanthier oder *Coeloscolopes (scolops*, Gräte) vertreten. Die Gräten und die stärkeren Stacheln der Flossen zeigen sich bei den fossilen Funden hohl, d. h. sie waren bei den lebenden Thieren nur äusserlich verknöchert. Das Innere blieb mit der primitiven Knorpelmasse erfüllt und erscheint nachträglich als Höhlung. Hierher gehören die Familien *Holoptichidae* und *Coelacanthidae*.

Die Holoptychiden gehören namentlich dem devonischen und carbonischen Schichtensystem an. Die ältesten Arten zeigen sich schon in obersilurischen Lagern als spärliche Funde. Es sind schwergepanzerte Formen mit grossen dicken Schmelzschuppen und einem mittelmässigen Flossen-Apparat. Die Schuppen zeigen, soweit sie nicht von den vorausgehenden bedeckt erscheinen, eine ausgezeichnete erhabene Sculptur. Das Gebiss zeigt einzelne grössere gestreifte Kegelzähne (Fangzähne) und zwischen diesem noch zahlreich eingestreute viel kleinere spitze Zähnchen. Bei einigen Gattungen zeigt die Zahnsubstanz der grossen Zähne sehr zusammengesetzte Einfaltungen, sodass der Querschnitt des Zahns eine strahlig-labyrinthische Zeichnung ergiebt. In dieser labyrinthischen Faltenbildung der grösseren Fangzähne präludiren die Holoptychier den von der Steinkohlen-Formation bis zur Trias verbreiteten amphibischen Labyrinthodonten oder gepanzerten Amphibien. Es ist eine bemerkenswerthe Analogie, die man aber nicht als Affinität oder nähere Stammesverwandtschaft zu nehmen hat.

Holoptychius nobilissmus Ag. ist in einem ausgezeichnet wohlerhaltenen Exemplar aus dem old red sandstone von Clashbinnie bei Perth bekannt. Es befindet sich im Britischen Museum und hat 80 Centim. Länge. Das vollständige Thier mag 1 Meter lang oder darüber gewesen sein. Der Körper ist flach und länglich. Er liegt auf dem Rücken und zeigt die Bauchfläche mit dem aus starken körnerig verzierten Knochen bestehenden Ober- und Unterkiefer und der ebenfalls mit starken gekörnelten Knochenplatten bepanzerten Kehle. Der Bauch ist mit grossen in Längs- und Querreihen geordneten strahlig sculpirten Schmelzschuppen bedeckt. Die grössten Schuppen erreichen 5 Centim. Breite und darüber. Die paarigen Bauchflossen sind gerundet und ziemlich klein. Der nicht vollständig erhaltene, mit etwas kleineren Schmelzschuppen bepanzerte Schwanz lässt einen Theil der grossen Rücken- und der grossen Afterflosse erkennen.

Rhizodus Hibberti Ow. früher als ein *Holoptychius* beschrieben, aus der Steinkohlenformation (*coal measures*) von Bourdiehouse bei Edinburg zeigt grosse, schlanke gestreifte Fangzähne, die an der mit dem Kieferknochen verwachsenen Basis labyrinthische Structur zeigen.

Am verwickeltsten ist der labyrinthische Bau bei den *Dendrodus*-Zähnen aus devonischen Schichten. Owen bezeichnet sie als wahrscheinliche Holoptychiden. Mit den Falten dringt die äusserste Zahnschicht tief ins Innere des Zahnes ein und verzweigt sich dabei in zahlreiche verwickelte Seitenfalten.

Mehr oder minder in die Nähe der Holoptychiden stellt man noch die Reste der Gattungen *Asterolepis* und *Bothriolepis*, die durch eine Bepanzerung des Kopfes mit grossen dicken und stark sculpirten Knochen-Platten ausgezeichnet sind. Man kennt von ihnen noch keine vollständigen Thiere. Knochenplatten, Zähne u. s. w. sind von beiden Gattungen häufig in den oberdevonischen Schichten von Dorpat u. a. O. in Livland. Sie deuten zum Theil auf Thiere von 6 bis 10 Meter Länge.

Besser bekannt sind die Charaktere der Familie *Coelacanthidae*. Es sind mehr oder minder schlank gebaute Fische mit zwei Rückenflossen und überhaupt

stark entwickelten senkrechten (unpaarigen) Flossen, mehr oder minder ähnlich (analog) der Familie der Dipteriden (Eckschupper, *Ganoides rhombiferi*). Bei manchen Formen, wie bei der besonders im Steinkohlengebirge vertretenen Gattung *Coelacanthus* ragt das Hinterende der Körperachse (Wirbelsäule) in die Schwanzflosse vor, so dass diese dreilappig erscheint. Die Achse selbst war noch knorpelig. Die palaeozoischen Coelacanthiden sind heterocerke, die mesozoischen aber homocerke Formen. Die Familie beginnt mit mehreren Gattungen schon in devonischen Schichten, die letzte ist *Macropoma*, so genannt nach der Grösse des Kiemendeckels (*poma* Deckel) in der Kreideformation.

Macropoma Mantelli Ag. ist ein bis 65 Centim. Länge erreichender Fisch von beiläufig karpfenförmigem Körper, aber mit zwei Rückenflossen. Man kennt aus der oberen Kreide von England (Kent und Sussex) ausgezeichnet vollständig erhaltene Exemplare (sogar mit Schwimmblase, Darmkanal und Darminhalt.) Man kennt ferner von derselben Art Koprolithen, das heisst fossile Excremente. Sie sind 2,5—5 Centim. lang, haben im Allgemeinen die Gestalt eines Lärchen-Zapfens und galten auch anfänglich für fossil erhaltene Lärchen-Zapfen, bis Mantell und Buckland ihre wahre Abkunft nachwiesen. Diese Koprolithen zeigen Eindrücke einer Spiralfalte des Darmkanals und bestehen aus einer spiral um die Axe gewickelten Kothmasse. *Macropoma Mantelli* ist der letzte bekannt gewordene Coelacanthide. Mit ihm erlischt die Familie.

Im Jura-System erscheinen eine Anzahl dünnschuppiger Cycliferen, welche einerseits der in Flüssen von Nord-Amerika noch lebend vertretenen Ganoiden-Gattung *Amia*, andererseits den Häringen und anderen Teleostiern sich anschliessen. Diese jurassischen Uebergangsformen betrachtete Agassiz noch als Ganoiden. Neuere Ichthyologen erkennen in ihnen eine indifferente Mittelstufe zwischen cycliferen Ganoiden (namentlich der Gattung *Amia* und ihrer mesozoischen Vorläufer) einerseits, den ebenfalls cycliferischen Teleostiern namentlich den Häringen oder Clupeiden andererseits.

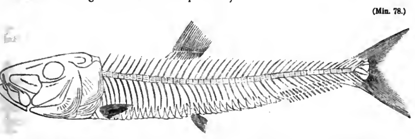
Um so bedeutsamer wird die einzige heute noch lebende Gattung der *Ganoides cycliferi*, die nur noch in Flüssen und Binnensee'n von Nord-Amerika angetroffen wird. *Amia calva* L., der Kahlhecht, lebt in Flüssen von Carolina. Es ist ein kleinerer Fisch mit gerundeten hornartigen Schuppen, die nur eine sehr dünne Schmelzlage tragen, mit symmetrischer fächerförmiger Schwanzflosse und vollständig verknöcherter (aus peripherisch geschlossenen Scheiben bestehender) Wirbelsäule. Die Kiefern tragen ähnlich wie bei vielen fossilen Ganoiden kleine kegelförmige Zähne. Cuvier stellte *Amia* noch zu den Clupeiden, aber die Beschaffenheit der Klappen des Arterienstieles weist dieser Gattung noch ihre Stellung bei den Ganoiden — im Uebergang zu den Teleostiern. *Amia* ist gleich *Lepidosteus* und *Polypterus* in Europa weder lebend noch in jüngeren Tertiärschichten fossil vertreten. (Vielleicht kommt *Amia* noch in Eocänschichten von Europa fossil vor, wenigstens zieht Heckel zwei von Agassiz aufgestellte genera zu obiger Gattung). Aber nach Marsh erscheinen schon in den unteren Eocänschichten des Westens von Nord-Amerika Arten von *Amia* und *Lepidosteus* fossil erhalten, die von den heute in Flüssen und Binnensee'n Nord-Amerika's lebenden Abkömmlingen so wenig abweichen, dass nur die genauere Untersuchung Verschiedenheiten herausstellt.

Damit sind wir zum Schlusse der naturgeschichtlichen Darstellung und der geologischen Entwicklungsgeschichte der drei Ordnungen der Ganoiden, — der Panzerganoiden, der Eckschupper und der Rundschupper angelangt. Sie zeigt

sicher manche bemerkenswerthe zur theoretischen Verallgemeinerung einladende Erscheinungen. Namentlich gehört dahin der oft hervortretende parallele Verlauf der organischen Gestaltung in der geologischen Reihenfolge z. B. in der Ossification des festen Achsenskeletts und dem Verhältniss zwischen Wirbelsäule und Schwanzflosse. Nicht minder in die Augen fallend ist der plötzliche Anfang des fossilen Auftretens der drei Ordnungen in der silurischen und der devonischen Meeresfauna, der schon in der carbonischen und permischen Epoche beginnende Uebergang ins süsse Wasser und die schliesslich fast allgemeine Flucht der letzten Ganoiden in dasselbe Asyl, die besonders mit Beginn der Eocän-Epoche auffällig wird.

Wir gehen nun von den Ganoiden über zu den Teleostiern oder echten Knochenfischen, *Teleostei*. Aus ihnen besteht das Hauptheer der Fische der heutigen Lebewelt, sowohl im Meere als auch in den süssen Gewässern. Bronn veranschlagte im Jahr 1858 die Zahl der lebenden Knochenfische auf 7740 Arten (gegenüber von 30 Arten von Ganoiden und 230 Arten von Selachiern mit Einschluss der niedriger stehenden Knorpelfische).

(Min. 78.)



Meletta sardinites Heck. Familie der Clupeiden. (Abhandl. der k. Ak. d. Wissensch. I. Jahrg. Taf. XXIV. Fig. B.) Miocän. Radoboj, Croatien.

Ungeachtet einer grossen Anzahl von Arten, Gattungen und Familien erhalten sich die Knochenfische in den wesentlichen Grundzügen ihres Körperbau's, noch auf einer ziemlich einförmigen Stufe und schwanken innerhalb derselben verhältnissmässig — namentlich im Hinblick auf die Ganoiden und Selachier — nur um geringfügige Beträge.

Alle Knochenfische zeigen ein vollständig ausgebildetes Achsenskelett, das auch in der Regel vollkommen verknöchert ist. Es besteht aus peripherisch geschlossenen biconcaven Wirbeln. Allerdings kommen unter den Knochenfischen auch eine Art von Knorpelfischen vor, bei denen die Verknöcherung der Wirbel nicht eintritt, allein auch bei diesen sind die Wirbel in knorpeliger Gestalt schon deutlich ausgebildet und die Abscheidung von Knochenkörperchen im Knorpel schon theilweise eingetreten.

Die Hautbedeckung der Knochenfische ist zwar verschieden, in der Regel finden sich aber dünne hornartige Schuppen von rundlicher Form mit concentrischen Anwachslinien, wie die der jüngeren *Ganoides cycliferi* mit der Gattung *Amia*. Diese sind auch im Allgemeinen zur fossilen Erhaltung geeignet und finden daher auch in der Palaeontologie besondere Berücksichtigung, Agassiz unterschied in Bezug auf die Gestalt der Schuppen erstlich Cycloiden oder Fische mit ganzrandigen Schuppen, deren freier Hinterrand entweder vollkommen gerundet oder nur von wenig hervortretenden Strahlen unterbrochen erscheint — und zweitens Ctenoiden oder Kammschupper. Bei letzteren zeigt der freie

Hinterrand der Schuppen entweder eine kammartige Zähnelung oder kleine aufgesetzte Stacheln, welche wie beim Barsch, *Perca*, dem ganzen Schuppenkleid eine rauhlige Beschaffenheit ertheilen. Es giebt aber auch Knochenfische, deren Haut grössere, mit einer dünnen Schichte von Zahnsubstanz bedeckte Knochentafeln trägt. So ist *Ostracion* (der sogen. Kofferfisch des indischen Oceans) mit einem geschlossenen Panzer von regelmässig angeordneten sechseckigen knochenartigen Tafeln bedeckt. Dies erinnert an gepanzerte Ganoiden, aber die Structur der harten Hautabscheidungen ist eine verschiedene. Es liegt eine blosse Analogie vor.

So wichtig auch die Einzelheiten der Form und des Baus der einer fossilen Erhaltung fähigen harten Körpertheile der Knochenfische für die Classification der lebenden und der nur fossil bekannten Arten und Gattungen werden, überbietet sie doch an durchgreifender Bedeutung für Classification und geologische Entwicklungsgeschichte der gesammten Abtheilung der Knochenfische die besondere Gestaltung der Schwimmblase und deren Verhältniss zum Darmkanal. Bei den fossilen Fischen ist allerdings von diesen Weichtheilen gar nichts oder im günstigsten Falle nur eine geringe Spur erhalten, aber die bei den lebenden Fischen zu beobachtenden Verhältnisse gestatten immerhin noch genügend annähernde Schlüsse auf die ehemalige Gestaltung derselben bei den nur fossil bekannten Arten, Gattungen und Familien.

Die Schwimmblase ist ursprünglich eine blasenförmige Ausstülpung des Schlundes oder des vorderen Theiles des Darmcanals und erscheint in weiterer Linie als erste Anlage der Lunge der höheren luftathmenden Wirbelthiere. Alle echten Fische von den Selachiern an, auch alle Ganoiden besitzen eine Schwimmblase, sei es nun in ausgebildeter Form oder wenigstens in einer zurückgebliebenen Anlage. (Bei manchen Fischen ist sie zufolge von Verabsäumung des Gebrauches verkümmert, z. B. bei den Schollen, *Pleuronectes)*. Wo sie bei Fischen entwickelt erscheint, dient sie nur als hydrostatisches Organ und unterstützt durch wechselnde Ausdehnung und Zusammenpressung die auf- und absteigende Bewegung im Wasser.

Sieht man von den Fällen sporadischer (verhältnissmässig zufälliger, für Classification jedenfalls unerheblicher) Verkümmerung der Schwimmblase ab, so zerfallen nach der Beziehung derselben zum Darmcanal die echten Teleostier in zwei Hauptabtheilungen, *Teleostei physostomi* und *physoclisti*.

Die Physostomen sind Knochenfische, deren Schwimmblase mit dem Schlunde noch durch einen Luftgang (analog der Luftröhre der höheren Wirbelthiere) verbunden erscheint. Dahin gehören die grosse Mehrzahl der heute lebenden Flussfische, wie die Lachse, Karpfen, Welse, Aale u. s. w., ferner einige Meeresbewohner, wie die Häringe, *Clupeidae*. Auch alle lebenden Ganoiden sind Physostomen und dies wirft schon ein charakteristisches Licht auf diese Abtheilung der Knochenfische. In der That stellen die Physostomen die primitivere und in geologischer Hinsicht ältere Form dar, aus der erst nachfolgend die abweichenden Formen sich abgezweigt haben.

Die *Teleostei physoclisti* sind Knochenfische, deren Schwimmblase des verbindenden Luftganges ermangelt. Die Schwimmblase hat sich hier vom Darmcanal abgesondert. Sie ist ein selbständiges vom Schlunde unabhängiges Organ geworden. Dahin gehören die grosse Mehrzahl der heutigen das Meer bewohnenden Knochenfische. Ferner einige wenige Flussbewohner wie der Barsch *(Perca)* und der Stichling *(Gasterosteus)*. Diese zweite Abtheilung der Knochen-

fische hat sich erst später von der ersten durch Umgestaltung des hydrostatischen Organs abgesondert und zwar allem Vermuthen nach im Meer, dem ihre meisten heutigen Vertreter angehören, und wahrscheinlich im Zeitalter der Kreideformation.

Nach dieser Erörterung können wir die geologische Entwicklungsgeschichte der Teleostier, die wir bei den cycliferen Ganoiden schon ins Auge fassten, um einen neuen Gesichtspunkt bereichert, weiter verfolgen.

Die Knochenfische oder Teleostier sind wahrscheinlich um die Mitte der mesozoischen Epoche aus rundschuppigen Ganoiden hervorgegangen und zwar aus Verwandten der heutigen Ganoiden-Gattung *Amia*, welche den Häringen schon sehr nahe steht und von Cuvier noch unter die *Clupeaceae* gezählt wurde, aber sicher noch den Ganoiden angehört. Die Leptolepiden der Jura-Formation mit *Leptolepis* und einigen anderen Gattungen sind homocerke Cycliferen, mit kleinen gerundeten dünnen Schuppen, die an der äusseren Seite nur noch eine sehr dünne Schmelzlage tragen. Die Wirbelsäule ist vollständig ossificirt. Agassiz stellte *Leptolepis* noch zu den Ganoiden, neuere Ichthyologen erkennen darin eine Mittelform, welche von den *Ganoides cycliferi* zu den *Teleostei physostomi* überleitet. Die entscheidenden Kriterien — Arterien-Stiel und Schwimmblase — sind leider nicht in fossiler Erhaltung nachzuweisen — und werden wohl auch nie bekannt werden. *Leptolepis* beginnt im Lias mit marinen Arten, ist aber auch in der Süss- und Brackwasserbildung der Wealden-Stufe noch mit ein paar Arten vertreten. *Leptolepis sprattiformis* Ag. eine im oberen Jura von Solenhofen häufige Art wurde von Blainville unter dem Namen *Clupea sprattiformis* noch zu den Häringen gezählt, was kein grosser Fehler war.

Von da an erscheinen in den jüngeren Formationen die Knochenfische in immer mehr anwachsender Zahl der Arten, Gattungen und Familien, in den marinen Ablagerungen der mittleren und oberen Kreide schon reichlich, aber in den verschiedenen Stufen des Tertiärsystems, in welchen die Ganoiden erst bis auf wenige Arten das Meer verlassen, dann auch in wenige Flussgebiete sich zurückziehen, noch weit reichlicher vertreten.

Die *Teleostei physoclisti* sind eine jüngere Abtheilung der Knochenfische und erscheinen erst während der Kreide-Epoche. Sie entstanden durch Verwachsung des Luftganges der Schwimmblase, die dadurch vom Darmcanal (bezw. Schlund) ganz abgeschieden wurde. Während der Ablagerung der Tertiärschichten entwickelten sie die grösste Mannigfaltigkeit der Formen in der Meeresfauna und stellen dermalen noch die grosse Mehrzahl der Seefische dar. Nur wenige von ihnen sind in die Flüsse aufgestiegen.

Unter die *Physoclisti* gehören auch die von den übrigen Teleostiern in der Gestaltung der Kiemen abweichenden *Lophobranchii* (Büschelkiemer). Man kennt von ihnen einige Arten fossil in Tertiärschichten, z. B. eine Seenadel, *Syngnathus* im unteren Eocän des Monte Bolca in Ober-Italien. Ferner die *Plectognathi* (Haftkiefer) bei denen Oberkiefer und Zwischenkiefer unbeweglich verbunden erscheinen und der Schädel eine besondere Festigkeit erlangt, auch die Hautbedeckung mannigfach schwankt und oft feste Platten entwickelt. Diese beginnen schon in der Kreideformation, z. B. mit *Dercetis elongatus* Ag. einer in vollständigen Exemplaren bekannten Art aus der weissen Kreide von Lewes in England. In dieselbe Ordnung der Teleostier gehört auch der von einem festen unbeweglichen Panzer von sechseckigen Knochenplatten umschlossene *Ostracion* (Kofferfisch) mit einigen in tropischen Meeren lebenden bis ins rothe Meer reichenden

Arten. *O. micrurus* Ag. erscheint fossil im eocänen Plattenkalk vom Monte Bolca in Gesellschaft anderer Arten von tropischem, besonders indischem Charakter.

Wir können auf weitere Einzelnheiten bei den Teleostiern nicht eingehen. Bronn 1858 schätzte die Zahl der bis dahin in fossilem Zustand bekannt gewordenen Arten der Teleostier auf 538, wovon beiläufig ⅞ aus Tertiärschichten stammen.

Anhangsweise betrachten wir noch bei der Klasse der Fische die in Bezug auf ihre Stellung im System der Thierwelt verschieden gedeutete Klasse der Dipneusten oder Doppelathmer, *Dipneusta*, auch Molchfische und Lurchfische genannt. Manche Zoologen betrachten sie nach ihrer fischförmigen Körpergestalt als lungenathmende Fische *(Pisces dipnoi)*, andere nach ihrer Doppelathmung als fischförmige Amphibien *Amphibia iehthymorpha)*. Sie sind aher jedenfalls eine eigene Klasse *Dipneusta* (E. Häckel), die zwischen die Selachier und die kiemen- und lungenathmenden Molche *(Iehthyodea)* sich einschaltet. Gleichwohl wird man in der Palaeontologie wohlthun, sie als Anhang bei den Fiscben abzuhandeln, da ihre fossilen Reste schwer von denen der Selachier zu scheiden sind.

Die Doppelathmer sind — in ähnlicher Weise wie die Ganoiden — in der lebenden Fauna nur durch einige in geographischer Hinsicht weit aus einander gesprengte Süsswasserbewohner vertreten, während sie in den älteren geologischen Epochen weit verbreitete Meeresbewohner darstellten. Es gehören dahin die erst 1835 und 1870 entdeckten Species *Lepidosiren paradoxa* Natt. in Flüssen und Sümpfen von Süd-Amerika, *Protopterus annectens* Ow. in Flüssen von Afrika, *Ceratodus Forsteri* in Sümpfen von Australien.

Diese drei lebenden Arten stellen die Typen zweier Ordnungen dar 1. Einlunger, *Monopneumones*. Die Lunge ist einfach bei *Ceratodus*. 2. Zweilunger, *Dipneumones*. Die Lunge ist doppelt vorhanden bei *Lepidosiren* und *Protopterus* gleich wie bei allen höheren Wirbelthieren.

Die Lungenbildung bei *Ceratodus* ist die primitivere Form, ein einfacher unpaarer Sack. So ist auch die früheste Anlage zur Bildung der Lunge beim Embryo des Menschen — und aller höheren Wirbelthiere, eine einfache unpaare Blase und sie theilt sich erst nachträglich in zwei paarige Theile, eine rechte und eine linke Lunge. Die Nasenlöcher der Doppelathmer öffnen sich in die Mundhöhle wie bei Amphibien und höheren Luftathmern. Zu den Lungen kommen noch bleibende Kiemen und diese besorgen auch vorwiegend die Athmung, wogegen die Lungen nur aushülfsweise in Verrichtung treten.

Die Körpergestalt ist fischförmig, bei *Lepidosiren* und *Protopterus* aalähnlich, bei *Ceratodus* mehr karpfenartig. Die paarigen Gliedmaassen sind denen der Fische am meisten ähnlich, die von *Ceratodus* kommen am nächsten den Flossen gewisser Selachier, die von *Lepidosiren* und *Protopterus* stellen fadenförmige Körperanhänge dar. Die Körperachse (Wirbelsäule) bleibt knorpelig, trägt aber verknöcherte Fortsätze. Die Körperoberfläche ist beschuppt, wie bei cycloidischen Teleostiern. Die Schuppen sind ziemlich gross, cycloidisch, am freien Hinterrand breit abgerundet und dachziegelförmig übereinandergelagert. Das Gebiss besteht bei *Lepidosiren* aus zwei kleinen kegeligen Zähnen im Zwischenkiefer und hinter diesen einem Paar grosser Schneidezähne im Oberkiefer und einem ebensolchen Paar im Unterkiefer, zusammen sechs.

Die beiden Molchfische von Süd-Amerika und Afrika führen eine wahrhaft amphibische Lebensweise, sie leben während der nassen Jahreszeit in Flüssen

und Sümpfen und athmen dabei Wasser durch Kiemen. Mit Beginn des Sommers vergraben sie sich in Schlamm, bereiten sich darin eine Art von Nest und verbringen darin die trockene Jahreszeit, während welcher Lebensperiode sie wie Amphibien durch Lungen athmen. *Lepidosiren* hat nur innere Kiemen, dicht hinter dem Kopf öffnet sich eine kleine senkrechte Kiemenspalte. *Protopterus* hat innere und äussere Kiemen; drei kleine federartige gefranzte äussere Kiemen treten jederseits hinter dem Kopfe und vor den Brustflossen hervor — eine Kiemenbildung, wie nie eine bei wahren Fischen, wohl aber bei einigen Ichthyoden (Amphibien) vorkommt. *Protopterus* erreicht $\frac{3}{4}$, *Lepidosiren* ca. 1 Meter Länge.

Wichtiger für Palaeontologie ist *Ceratodus Forsteri*, ein in Sümpfen des südlichen Australiens (Sidney) noch lebender, aber erst seit 1870 bekannt gewordner einlungiger Doppelathmer, der eine Länge von fast zwei Meter erreicht.

Er zeigt eine längliche Fischgestalt mit einem Schuppenkleid von grossen cycloidischen dachziegelartig angeordneten Schuppen, stark entwickelten sehr eigenthümlich gebauten paarigen Flossen und einem Gebiss von wenigen breiten Zahnplatten.

Sehr bedeutsam ist der Bau der paarigen Flossen. Es sind platte ovale Ruderschaufeln von gefiederter Zusammensetzung. Diese stellen die eigentliche Grundform der paarigen Flossen der Fische und der Gliedmaassen der höheren Wirbelthiere dar, das *Archipterychium*, das in ähnlicher Gestalt sich auch bei gewissen Selachiern nachweisen lässt. Die Brustflossen und Afterflossen von *Ceratodus* bestehen nämlich erstens aus einem starken gegliederten Flossenstab oder Mittelstamm, der die Flosse vom Grunde bis zur Spitze durchzieht. Dazu kommt beiderseits von dieser Flossen-Achse je eine Reihe von dünnen gegliederten Flossenstrahlen oder Radien, die ähnlich wie die *Pinnulae* eines gefiederten Blattes sich in einer Ebene dem Flossenstab anreihen. Bei gewissen Selachiern, namentlich in einem früheren Jugendzustand findet sich diese primitive Fiederflosse noch in mehr oder minder ähnlicher Form vor und man kann daraus entnehmen, dass dieselbe bei den ältesten Selachiern der palaeozoischen Periode allgemein verbreitet war, wie sie denn auch bei *Xenacanthus* im Rothliegenden fossil erhalten scheint. Von dieser ersten Urform der paarigen Flossen und der Gliedmaassen geht die Flossenform der übrigen Fische aus. Schon bei der Mehrzahl der heute lebenden Selachier erscheinen die Strahlen an der einen Seite (der vorderen oder äusseren Seite) des Flossenstabes theilweise oder ganz verloren. So entsteht die halbgefiederte oder einzeilige Fischflosse. Sie hat sich von den Selachiern auf die übrigen Fische, in erster Linie auf die Ganoiden, in zweiter auf die Teleostier vererbt. Die ältesten Doppelathmer behaupteten das Archipterychium der älteren Selachier. Aber weiterhin ging aus derselben Fiederflosse durch Vermittelung der halbgefiederten Form und weitere Umbildung der fünfzehige Fuss der Amphibien hervor. Erst verloren sich die Strahlen an der äusseren oder vorderen Seite des Flossenstabes ganz, dann auch ein grosser Theil der Strahlen der anderen Seite. Aus dem terminalen Theile des Flossenstabes entstand dann die erste oder grosse Zehe, aus den vier benachbarten Strahlen aber die vier übrigen Zehen — die also Strahlen der inneren oder hinteren Seite des Archipterychium entsprechen.

Für Palaeontologie von grosser Bedeutung ist auch die Bezahnung des in Sümpfen Australiens noch lebenden *Ceratodus Forsteri.* Der Unterkiefer trägt zwei flächenhaft ausgebreitete, gegen aussen in sechs vorspringende Falten ausgezogene, einer Geweihschaufel ähnliche Zahnplatten, die dicht hinter der Sym-

physe stehen und an der gegen die Mediane des Kiefers gewendeten Innenseite das schwammige Gewebe der Knochensubstanz oder der Zahnwurzel hervortreten lassen. Ein zweites Paar steht im Oberkiefer. Diese Zähne des lebenden *Ceratodus* zeigen eine überraschende Aehnlichkeit mit den schon viel früher bekannt gewordenen, namentlich in Trias-Schichten fossil auftretenden 1,25—5 Centim. grossen Zähnen derselben Gattung *Ceratodus* Ag.

Die drei noch lebenden Doppelathmer, drei *genera*, jedes nur mit einer einzigen noch lebenden Art, sind also allem Anschein nach die letzten in geographischer Hinsicht weit versprengten und in Bezug auf den Aufenthalt in das Süsswasser relegirten Nachkommen ehedem zahlreich vertretener Thierformen, welche in früher Epoche zahlreiche Arten und Gattungen darstellten und vielleicht andererseits die Stammväter der ältesten *Amphibia ichthyodea* oder doch jedenfalls deren nächste Verwandte waren. Sie mögen gleich den noch lebenden Arten alle ein knorpeliges Skelett besessen haben und konnten in fossiler Erhaltung nur spärliche feste Theile — Zähne und höchstens Kieferbruchstücke — hinterlassen. Ihre Reste finden sich fossil in Meeresablagerungen, in der Trias auch wohl in brackischen Schichten.

Der Ursprung der Dipneusten mag in eine sehr frühe geologische Epoche zurückreichen und beruht auf der Umbildung eines Selachiers, der zum theilweisen Landleben überging und unter Beibehaltung der Kiemen-Athmung ein besonderes luftathmendes Organ ausbildete. Die noch in offener Verbindung mit dem Schlund verbliebene Schwimmblase passte sich der Luft-Athmung an und wurde im Verlauf derselben zur Lunge. Mit demselben Vorgang war eine Umbildung der Nase verbunden. Während bei den Selachiern und allen übrigen echten Fischen die Nase nur ein paar blinde Gruben an der Vorderseite des Kopfes bildet, trat jetzt eine offene Verbindung derselben mit der Mundhöhle ein. Es bildete sich jederseits in der Nase ein offener Kanal. Damit entstand die paarige Verbindung der Nasengrube mit der Mundhöhle. Sie konnte nun — auch bei geschlossenem Munde — die zur Athmung nöthige atmosphärische Luft der Lunge zuführen. So entstand der erste Doppelathmer. Seine Lunge war noch ein einzelner unpaarer Sack, wie sie es noch jetzt beim lebenden *Ceratodus* ist. Die Gliedmaassen dieses primitiven Dipneusten waren Archipterychien, wie sie bei *Ceratodus* und auch noch bei gewissen lebenden Selachiern vorkommen.

Die ältesten fossilen Selachier-Reste kennt man aus obersilurischen Schichten. Die ersten Reste von Amphibien kennt man fossil schon in einer Anzahl von Gattungen in der Steinkohlen-Formation und im Rothliegenden. Die verbindenden Glieder, mehr oder minder nahe Verwandte der lebenden Dipneusten-Arten, namentlich aber des *Ceratodus*, vielleicht mit Ausnahme der Zähne fester Skelett-Theile noch ermangelnd, mögen also schon in der silurischen oder spätestens in der devonischen Epoche sich ausgebildet haben. Sie sind entweder nicht fossil erhalten oder nur in zerstreuten Resten, namentlich vereinzelten Zähnen, auf uns gekommen, die über die Ausbildung der Athmungsorgane des Thieres, dem sie angehörten, keinen unmittelbaren Aufschluss gewähren können. Soviel nach Haeckel — über den hypothetischen Vorgang der ersten Ausbildung eines lungenathmenden Wirbelthieres aus einem kiemenathmenden Selachier. Die Zähne der primitiven Dipneusten können noch mannigfach von denen des lebenden *Ceratodus Forsteri* abgewichen sein. Marsh 1877 führt aus dem devonischen System von Nord-Amerika schon eine muthmaassliche *Ceratodus*-Art an. Im Kohlenkalk erscheinen häufig wulstige abgekaute Kronplatten ohne besonderen

Basaltheil. AGASSIZ hat sie als besondere Gattung *Psammodus* beschrieben. Die Kaufläche zeigt zahlreiche feine Punkte, die dem Hohlraum der Zahn-Röhrchen oder Dentine-Kanälchen entsprechen. *P. porosus* AG. ist häufig im Kohlenkalk von Bristol in England. Man hat bisher die *Psammodus*-Zähne auf Cestracionten bezogen, sie kommen aber in der Structur den *Ceratodus*-Zähnen der Trias schon so nahe, dass es fraglich wird, ob sie nicht etwa einer besondern Dipneusten-Gattung zuzuschreiben sind.

In der Trias sind *Ceratodus*-Zähne häufig. Sie treten zuerst im unteren Keuper oder der Lettenkohlen-Gruppe in den Vordergrund. Es sind breite gefaltete Zahnplatten, deren Falten gegen die Aussenseite des Kiefers ausgezogen erscheinen. Sie bestehen aus Zahnsubstanz (Dentine) ohne besondere Schmelzschicht. Die Zahnröhrchen (Zahnkanälchen, *canaliculi dentium)*, treten in senkrechter Stellung zur Oberfläche und erscheinen auf der abgenutzten Kaufläche in Form von Punkten. Vergrössert zeigen sie Durchschnitte sechsseitiger Prismen, deren Mitte ein sehr feiner cylindrischer Kanal einnimmt. Seltener sitzen diese Mahlzähne noch auf einer Wurzel von schwammigem knochenartigem Gewebe. Wahrscheinlich standen auch bei den triasischen Ceratoden nur vier grosse Zähne im Maule, zwei im Oberkiefer und zwei im Unterkiefer. Ihre Grösse ändert von 1,25 bis gegen 5 Centim. Man hat sie anfänglich auf Selachier — bald auf Cestracionten, bald auf Chimäriden — bezogen und erst die Entdeckung des in Sümpfen Australiens noch lebenden *Ceratodus Forsteri* hat ihnen die richtige Stelle im System der lebenden und erloschenen Thierformen angewiesen. Sie gehörten Lungenfischen an und mögen in der Triaszeit noch theilweise das Meer bewohnt haben, theilweise auch in das Brackwasser und Süsswasser gestiegen sein, auf welches letztere namentlich ihr Vorkommen in der Lettenkohle neben Brack- und Süsswasserbewohnern deutet. Man kennt etwa sechs Arten von *Ceratodus*-Zähnen in der Trias. Sie erscheinen auch noch in der Zahn- und Knochen-Breccie an der Grenze von Keuper und Lias (Rhätische Stufe zu Austcliff bei Bristol und Tübingen).

Die jüngste Art, *Ceratodus Philippsi* AG. erscheint im mittleren Jura von Stonesfield in England und kann, da sie mit Resten landbewohnender Säugethiere und Landpflanzen zusammen vorkommt, auch von einem ins Meer eingeschwemmten Süsswasserbewohner herrühren. Jedenfalls scheinen die Ceratoden sich frühzeitig aus dem Meer ins süsse Wasser zurückgezogen zu haben. Vom mittleren Jura an fehlt jede weitere Spur von ihnen auf europäischem Gebiet. Zwischen die letzte jurassische Art und die heute in Australien noch lebende Art fällt eine weite Lücke.

Fluorverbindungen

von

Professor Dr. **Kenngott.**

Das Fluor, welches mit den Elementen Chlor, Brom und Jod eine Reihe verwandter Stoffe bildet

F Cl Br J

deren Verbindungsweise grosse Aehnlichkeit hat, ist nach seinen Eigenschaften wenig bekannt, weil es in freiem Zustande nicht dargestellt werden konnte, da es alle Gefässe, auch Platin angreift. Es findet sich nicht selten in verschiedenen Mineralen untergeordnet und mehrere sind Verbindungen gewisser Metalle mit

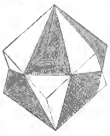
Fluor. Das wichtigste und verbreiteste unter allen ist der Fluorit, das Fluorcalcium, und diesem reihen sich noch einige an, in welchen das Fluor einen Hauptbestandtheil bildet.

1. Der Fluorit, schon lange von den Bergleuten gekannt und benützt, weil er bei gewissen Schmelzprocessen das Fliessen, den Fluss (lateinisch *fluor*) befördert, daher Fluorit genannt, auch schlichthin Fluss, oder Flussspath wegen seiner Spaltbarkeit, Spätigkeit, ist in jeder Beziehung ein ausgezeichnetes Mineral, welches besonders in Drusenräumen, auf Klüften, Spalten, Gängen und Lagern, doch weniger als Gesteinsart vorkommt.

Er krystallisirt tesseral und seine fast immer aufgewachsenen Krystalle sind in den Formen sehr mannigfaltig und bisweilen von erheblicher Grösse, bis über $\frac{1}{4}$ Meter im Durchmesser, sehr oft schön und regelmässig ausgebildet und bilden daher, zumal wegen der Mannigfaltigkeit der Farben eine Zierde der Sammlungen. Die Krystalle zeigen meist das Hexaeder $\infty O \infty$ für sich, auch das Oktaeder O, weniger das Rhombendodekaeder ∞O oder diese in mannigfachen Combinationsverhältnissen mit einander verbunden. Dazu treten andere holoedrische tesserale Gestalten, so namentlich verschiedene Tetrakishexaeder $\infty O n$, welche Gestalten sogar Haidinger wegen ihres häufigen Vorkommens am Fluorit Fluoroide nannte, Tetrakontaoktaeder m O n, weniger oft Triakisoktaeder m O und Deltoidikositetraeder m O m, von denen bisweilen Tetrakishexaeder ($\infty O 3$, $\infty O 2$), das Tetrakontaoktaeder 4 O 2 und das Triakisoktaeder 4 O für sich vorkommen. Nach Klocke fanden sich bis jetzt ausser den drei Formen $\infty O \infty$, O und ∞O acht Tetrakishexaeder, sieben Tetrakontaoktaeder, fünf Deltoidikositetraeder und drei Triakisoktaeder und die Combinationen sind bisweilen sehr reich an Flächen.

Ausser einzelnen Krystallen, welche gewöhnlich zahlreich in den Drusenräumen oder auf Kluftflächen ohne bestimmte Anordnung neben einander und unregelmässig miteinander verwachsen vorkommen, finden sich an einzelnen Fundorten, wie in Cumberland und bei Weardale in Durham in England Durchdringungszwillinge des Hexaeders nach O (s. Fig.).[1] Beide Hexaeder haben eine trigonale Zwischenachse gemeinschaftlich, welche in der Figur aufrecht gestellt ist, da die sich durchkreuzenden Hexaeder rhomboedrisch gestellt sind. Gewöhnlich sind die beiden sich durchkreuzenden Individuen von ungleicher Grösse und es ragen auf den Hexaederflächen des einen die Ecken des anderen mehr oder weniger hervor. Hierbei erscheinen die Hexaederflächen, welche von keiner Ecke durchbrochen werden, glatt und glänzend, während die von Ecken durchbrochenen eine vierfache Streifung parallel den Hexaederkanten zeigen und die so vierfach gestreiften Hexaederflächen nicht eben sind, sondern an Stelle dieser Hexaederflächen eine sehr stumpfe vierseitige Pyramide sich erhebt, so ein Tetrakishexaeder $\infty O n$ mit grossem Werthe von n gebildet wird.

(Min. 79.)



Es finden sich auch z. B. auf dem Dreifaltigkeits-Erbstollen bei Zschopau in Sachsen eigenthümlich verbildete und nur partiell ausgebildete Tetrakishexaeder $\infty O 3$; an denen die an den beiden gegenüberliegenden Enden einer trigonalen Zwischenachse anliegenden Flächen der symmetrisch sechskantigen Ecken vor-

[1]) In obiger Figur sind die Flächen des einen Hexaeders schraffirt, um die beiden verwachsenen Hexaeder besser unterscheiden zu können.

herrschend bis zum Verschwinden der anderen Flächen ausgebildet sind und die Krystalle ein skalenoedrisches Aussehen erlangen. Auch eigenthümlich bauchig gekrümmte Hexaederflächen an Krystallen aus dem Teufelsgrunde im Münsterthale in Baden erinnern an Rhomboeder, wie auch die oben erwähnten Hexaederzwillinge bei verticaler Stellung der gemeinschaftlichen trigonalen Zwischenachse an rhomboedrische Durchdringungszwillinge mit gemeinschaftlicher Hauptachse erinnern.

Die Krystallflächen des Fluorit sind ausser glatt und eben ausgebildet oft gestreift, so öfter die Hexaederflächen vierfach federartig nach den Hexaederkanten, oder achtfach nach den Combinationskanten mit einem Tetrakontaoktaeder; oder getäfelt, so besonders die Hexaederflächen, oder rauh, so besonders die Oktaederflächen oder auch die Hexaederflächen, und es finden sich z. Th. auf jenen regelmässig gestellte dreiseitige, auf diesen regelmässige vierseitige pyramidale Vertiefungen, Erosionsfiguren. Auch finden sich Krystalle mit convex gekrümmten Flächen und es erscheinen selbst solche bei Abrundung der Ecken und Kanten als aufgewachsene kugelige Gestalten

Bemerkenswerth sind polysynthetische Krystalle, welche durch kleine regelmässig angeordnete Krystalle aufgebaut sind, z. B. Oktaeder, welche durch kleine hexaedrische Krystalle gebildet werden, wie bei Ehrenfriedersdorf in Sachsen.

Ausser krystallisirt findet sich der Fluorit derbe Massen z. Th. von grosser Mächtigkeit bildend, welche gross-, grob- bis kleinkörnig abgesondert sind oder auch, aber selten in stengligen Aggregaten. Sehr selten ist er dicht wie bei Stollberg auf dem Unterharz oder selbst erdig. Er ist vollkommen parallel den Flächen des Oktaeders spaltbar, weshalb der muschlige Bruch nicht häufig hervortritt; der dichte hat splittrigen Bruch.

Der Fluorit ist wesentlich farblos, aber nicht häufig (z. B. in Cumberland und Derbyshire in England, bei Gerfalco in Toscana, in Drusenräumen des Buntsandsteines bei Waldshut in Baden), bis weiss, meist gefärbt, durch Mannigfaltigkeit der Farben ausgezeichnet (daher von den alten Bergleuten Erzblume genannt), so gelb, grün, blau, lila, roth und grau; besonders weingelb bis honiggelb, grasgrün, lauchgrün bis fast smaragdgrün (am Säntis im Canton Appenzell), lila bis dunkelviolett, himmelblau, sapphirblau, indigoblau bis schwärzlichblau (Hall in Tyrol), rosenroth (im St. Gotthardgebiet) bis fast rubinroth. Die Farbenarten beginnen mit den blässesten Nuancen und gehen in dunklere über. Oft werden an den einzelnen Krystallen zwei oder drei Farben bemerkbar, dabei mit regelmässiger Vertheilung der Farbe nach den Krystalltheilen, wie z. B. das Innere anders gefärbt als die äusseren Theile, die Ecken oder Kanten des Hexaeders anders als der übrige Krystall. Besonders interessant ist Verschiedenheit der Färbung je nach der Stellung, wie an Krystallen aus Cumberland und aus den Weardale-Gruben in Durham, was aber kein Dichroismus (s. optische Eigenschaften) ist. So sind z. B. Hexaeder beim durchfallenden Lichte grün, bei auffallendem Lichte blau, was dadurch hervorgebracht wird, dass die grünen Krystalle sehr dünne blaue Farbenschichten parallel den Hexaederflächen zeigen. Sieht man daher senkrecht auf die Hexaederflächen durch den Krystall, so ist er grün und die blauen Schichten als sehr feine treten nicht hervor; wenn man dagegen schräg auf die Flächen sieht, so wird die blaue Farbe sichtbar.

Der Fluorit ist durchsichtig bis fast undurchsichtig, glasglänzend, bisweilen von einem eigenthümlichen feuchten Aussehen, spröde. hat H. = 4,0 (das vierte Glied der Härtescala bildend, s. pag. 164) und das spec. Gew. = 3,1—3,2. Durch

Erwärmen phosphorescirt er mit grünen, gelben und anderen Farben, bisweilen in ausgezeichneter Weise (daher Chlorophan genannt, von dem griechischen »*chloros*« gelbgrün und »*phainomai*« scheinen, auf den farbigen Lichtschein bezüglich) und verliert, wenn er gefärbt ist, bei stärkerem Erhitzen, was bis zum Glühen vorsichtig gesteigert werden kann, seine Farbe. Dieses Verschwinden der Farbe, verbunden mit einem minimen Gewichtsverlust beruht darauf, dass fast alle gefärbten Fluorite ihre Farbe einer äusserst geringen Menge gewisser Kohlenwasserstoffverbindungen verdanken, welche durch das Erhitzen ausgetrieben wird, wie WYRUBOFF durch qualitative und quantitative Bestimmungen nachwies. In seltenen Fällen scheint auch ein gewisser Geruch damit zusammenzuhängen, welcher bemerkt wird, wenn Fluorit zerschlagen oder zerrieben wird. Als ein solcher erlangte der gangförmig in Granit vorkommende Fluorit von Wölsendorf, südlich von Naabburg in Bayern eine gewisse Berühmtheit, indem er einen starken eigenthümlichen unangenehmen Geruch entwickelt (daher Stinkfluss genannt) welcher an den Geruch unterchloriger Säure erinnert. SCHAFHÄUTL vermuthete daher neben dem Fluorcalcium einen geringen Gehalt von Chlorcalcium, während SCHÖNBEIN, der Entdecker des Ozon und Antozon den Geruch durch die Anwesenheit einer geringen Menge von Antozon erklärte und diesen Fluorit als Varietät mit dem Namen Antozonit belegte. WYRUBOFF dagegen führte auch hier den Geruch auf eine Kohlenwasserstoffverbindung zurück, welche sich durch Aether extrahiren lässt. Auch im Staate Illinois und in Grönland kommt solcher durch Friction Geruch entwickelnde Fluorit vor, während man bei anderen beim Glühen im Glaskolben nur sehr schwachen brenzlichen Geruch bemerkt. Bei den sehr schönen farblosen und gleichzeitig rosenrothen und blaugefärbten Krystallen vom Galenstock am Rhonegletscher und benachbarten Fundstätten in der Schweiz, dessen Krystalle Combinationen des Oktaeder und Hexaeder mit dem Rhombendodekaeder sind, ist sogar Asphalt als Einschluss und als dünner Ueberzug bemerklich. Vollkommen farbloser, wie z. B. der aus Cumberland zeigt beim Glühen keinen Gewichtsverlust, ist also vollkommen rein, phosphorescirt aber doch, sodass die Phosphorescenz und der Gehalt an färbenden Kohlenwasserstoffverbindungen nicht in Zusammenhang steht.

Der Formel CaF_2 entsprechend enthält der Fluorit 51,3§ Calcium und 48,7 Fluor und an farblosem aus Derbyshire konnte sogar LOUYET das Atomgewicht des Fluor bestimmen. Sogen. stellvertretende Bestandtheile, wie sie so häufig bei viel verbreiteten Mineralen gefunden werden, zeigt der Fluorit nicht. Ausser den die Farben hervorrufenden Kohlenwasserstoffverbindungen, welche jedoch quantitativ sehr gering sind, zeigen die Fluoritkrystalle sehr häufig fremdartige Einschlüsse, Krystalle verschiedener Minerale, welche bei der Durchsichtigkeit des Fluorit ihrer Art nach leicht bestimmbar sind und auf die Genesis der Minerale einflussreich sind, bisweilen sogar Wassertropfen. Die Gestaltung der Fluoritkrystalle wird durch solche Einschlüsse nicht beeinflusst, ein Beweis der grossen Krystallisationstendenz des Minerales, die sich wie bei dem Calcit, welcher viel Sand in den Krystallen ohne Störung der Form enthalten kann (s. pag. 95 die Angabe über den sogen. krystallisirten Sandstein) zeigt, wenn Krystalle, wie die Hexaeder von Buxton in Derbyshire thonige Substanz bis zu 50§ enthalten. Auch der sogen. Ratofkit aus der Gegend von Moskau ist blauer mit Mergel imprägnirter Fluorit. So scheint auch der sogen. Fluobaryt aus Derbyshire, welcher als eigene Species unterschieden wurde, nur Fluorit zu sein, welcher etwa zur Hälfte Baryt innig beigemengt enthält.

Vor dem Löthrohre erhitzt zerknistert er oft stark, phosphorescirt und schmilzt in dünnen Splittern, die Flamme gelblichroth färbend zu einer unklaren Masse, welche in stärkerem Feuer unschmelzbar wird und sich wie Kalkerde verhält. Mit Gyps gemengt schmilzt er zu einer klaren Perle, welche bei der Abkühlung unklar wird. Schmilzt man das Pulver des Fluorit mit vorher geschmolzenem Phosphorsalz im Glasrohre, so wird Fluorwasserstoffsäure entwickelt, welche das Glas ätzt. Von concentrirter Schwefelsäure wird er unter Entwickelung von Fluorwasserstoffsäure HF (auch Flusssäure genannt) vollständig zersetzt, worauf die Darstellung der Flusssäure im Grossen beruht, welche zum Aetzen des Glases benützt wird. Von Chlorwassersstoffsäure und von Salpetersäure wird er schwierig gelöst.

Der Fluorit ist ein häufiges Mineral, findet sich aber selten in grosser Menge nicht als wesentlicher Gemengtheil in Gesteinsarten, und nur untergeordnet als Gesteinsart, wenn man so besonders mächtige Ablagerungen desselben auffassen will, wie z. B. bei Stollberg am Unterharz, wo er eine stockartige Erweiterung von 14—16 Lachter Mächtigkeit erlangt und wo jährlich an 50000 Centner gewonnen werden, die als Zuschlag auf den Mansfelder Kupferhütten verwendet werden; häufig findet er sich auf Lagern in krystallinischen Schiefergebirgen, am häufigsten auf Gängen in älteren Formationen, besonders mit Baryt und verschiedenen metallischen Mineralen. Unter den zahlreichen Fundorten sind durch schöne Kystalle ausgezeichnet: Schlackenwald, Zinnwald und Joachimsthal in Böhmen, Marienberg, Annaberg, Gersdorf, Ehrenfriedersdorf und Freiberg in Sachsen, Andreasberg, Stollberg und Lauterberg am Harz, der Teufelsgrund im Münsterthal, Grube Friedrich Christian im Schapbachthal, Grube Herrenseegen im Schwarzwalde und Grube Hausbaden bei Badenweiler in Baden, Waldshut in Baden, Striegau in Schlesien, der Galenstock am Rhonegletscher, der Bächigletscher am Räterichsboden, das Jöchli im Ober-Haslethal im Canton Bern, der Lauchernstock bei Wolfenschiess in Unterwalden, die Oltschenalp zwischen Brienz und Meiringen, der Zinkenstock am Unteraargletscher, das St. Gotthardgebiet, das Maggiathal in Tessin, der Säntis in Appenzell in der Schweiz, Moldawa im Temesvarer Banat, Baveno in Ober-Italien, Hall in Tyrol, Kongsberg in Norwegen, St. Agnes in Cornwall, Matlock in Derbyshire, Beeralstone in Devonshire, Cumberland, die Weardale-Gruben in Durham in England, Chamouny im Depart. der Saone und Loire in Frankreich und Nertchinsk in Sibirien.

Man benützt ihn wesentlich als Zuschlag bei metallurgischen Processen, in der Probirkunst, zur Darstellung der Flusssäure und anderer Fluorverbindungen, zum Aetzen des Glases, zur Bereitung von Glasuren und Emails u. a. m. Schön gefärbte Varietäten werden als unechte Edelsteine verwendet, körnige und besonders bunt gefärbte stenglige in England zu allerlei Ornamenten und Utensilien und lieferten vielleicht schon den Alten das Material für die sog. murrhinischen Gefässe.

2. Der Sellait, benannt zu Ehren des italienischen Mineralogen und Staatsmannes Quintino Sella, ist trotz der Seltenheit seines Vorkommens eine in jeder Beziehung ausgezeichnete Fluorverbindung des Magnesium, Mg F_2. Zunächst war es bei der Häufigkeit des Vorkommens der Magnesia in Verbindungen analog denen der Kalkerde, wie schon bei den Carbonaten (s. diesen Artikel) dies hervortrat, auffallend, dass Fluormagnesium nicht wie Fluorcalcium für sich als Mineral bekannt war, während in mehreren Mineralen Fluormagnesium als untergeordneter Bestandtheil vorkam. In neuerer Zeit fand sich nun in der That

am Gletscher von Gerbulaz unweit Moutiers in Savoyen diese erwartete Species. Diese, der Sellait zeigte jedoch in seiner Krystallisation eine bemerkenswerthe Eigenthümlichkeit, indem er nicht tesseral, wie Fluorit, sondern quadratisch krystallisirt. Die Krystalle in den Gestalten an Kassiterit oder Rutil erinnernd haben als Grundgestalt eine stumpfe normale quadratische Pyramide P mit den Endkantenwinkeln = 122° 13′ und den Seitenkantenwinkeln = 86° 13′ und zeigen in der Combination das normale und diagonale quadratische Prisma mit P und der diagonalen quadratischen Pyramide P∞, deren Endkantenwinkel = 134° 3′ und die Seitenkantenwinkel = 67° sind. P bildet mit dem Prisma ∞P die Combinationskanten = 133° 6½′ und P∞ bildet mit ∞P∞ die Combinationskanten = 123° 30′. Untergeordnet sind noch einige andere Gestalten. Auch finden sich Contactzwillinge nach P∞ und die Krystalle sind vollkommen spaltbar parallel ∞P und ∞P∞. Sie sind farblos, durchsichtig und glasglänzend, haben die H. = 5 und das spec. Gew. = 2,972. Er ist v. d. L. mit Aufblähen leicht schmelzbar zu weissem Email, und dann unschmelzbar werdend und stark leuchtend; mit Kobaltsolution befeuchtet und geglüht wird die Masse rosa, das Kennzeichen der Magnesia, welche beim Schmelzen und Glühen entsteht. In Phosphorsalz ist er leicht auflöslich.

3) Der Kryolith von Evigtok (Ivigtut) am Arksut (Arsuk-)fjord in Süd-Grönland, woselbst er ansehnliche Lager verschiedener Mächtigkeit in einem Kassiterit führenden Gneisse bildet, oft andere Minerale, wie Pyrit, Chalkopyrit, Galenit, Siderit, Quarz, Niobit, Kassiterit u. a. einschliessend, ist in seinem massenhaften Vorkommen wesentlich krystallinisch grosskörnig, und an den Absonderungsstücken zeigten sich drei deutliche bis vollkommene Spaltungsflächen, welche als rechtwinklige gegeneinander geneigt bestimmt wurden und bei der Verschiedenheit der Vollkommenheit das Mineral als orthorhombisch auffassen liessen. Die drei Spaltungsflächen entsprechen somit den Basis-, Quer- und Längsflächen. Messungen konnten an den Spaltungsstücken nicht so genau gemacht werden, um kleine Unterschiede fest zu stellen, wie sie sich in neuester Zeit durch Messungen an sehr kleinen Krystallen ergaben. Es zeigen sich nämlich, aber doch sehr selten auf der Oberfläche von Klüften in den Kryolithmassen kleine aufliegende und mit dem Kryolith fortlaufend verwachsene Kryställchen, anscheinend vorherrschend quadratisch tafelartig gebildet, erinnernd an die auf getäfelten Hexaederflächen des Fluorit hervortretenden tafelartigen Gebilde. Diese kleinen Kryställchen haben finden lassen, dass sie dem anorthischen Systeme angehören und die 3 Achsenwinkel anstatt 90° zu sein, Differenzen von 3, 16 und 18 Minuten zeigen. Auch zwillingsartige Verwachsung liess sich bemerken, besonders bei mehr dickschaliger als körniger Absonderung.

Der Kryolith ist gewöhnlich weiss, bisweilen gelblich- und röthlich-graulichweiss, hellgrau bis dunkelgrau und nach der Tiefe der Lager an Dunkelheit so zunehmend, dass er fast schwarz wird, welche Farbe nach G. Rose von organischer Substanz herrührt. Beim Erhitzen verschwindet diese Farbe. Er ist schwach glasartig glänzend, auf der vollkommensten Spaltungsfläche in Perlmutterglanz geneigt, mehr oder weniger durchscheinend. Er hat die H. = 2,5—3,0 und das spec. Gew. = 2,95—2,97. Nach der Formel $6NaF \cdot Al_2F_6$ zusammengesetzt enthält er 59,86 % Fluornatrium und 40,14 Fluoraluminium oder 32,78 Natrium, 13,07 Aluminium und 54,15 Fluor.

Er schmilzt v. d. L. sehr leicht zu weissem Email, die Flamme röthlichgelb färbend, auf Kohle eine Kruste von Thonerde hinterlassend, welche mit

Kobaltsolution befeuchtet und geglüht blau wird. Auf die leichte Schmelzbarkeit bezüglich, da er sogar schon in der einfachen Kerzenflamme zu schmelzen beginnt, wurde der Name Kryolith gegeben, von dem griechischen »*kryos*« Kälte, Eis und »*lithos*« Stein. Im Glasrohr erhitzt zeigt er die Reaction auf Fluor. Von concentrirter Schwefelsäure wird er unter Entwicklung von Fluorwasserstoffsäure vollständig zersetzt, in Chlorwasserstoffsäure wird er nur theilweise gelöst, mit Aetzkalk und Wasser gekocht wird das feine Pulver vollständig zersetzt, indem sich Fluorcalcium und Natronhydrat bildet, in welchem letzteren die Thonerde aufgelöst bleibt. In Wasser wird er stärker durchscheinend.

Der in grosser Menge vorkommende Kryolith wird besonders zur Darstellung von Natronlauge für die Seifensiederei, von Aetznatron, kohlensaurem Natron und schwefelsaurer Thonerde benützt, auch zeigte H. Rose, dass aus ihm das Metall Aluminium am leichtesten in grosser Menge dargestellt werden kann. Er findet sich ausser in Grönland auch mit Chiolith bei Miask am Ural, hier jedoch in unbedeutender Menge.

4. Der Chiolith, dem Kryolith nahe verwandt und wegen seines Vorkommens in derben feinkörnigen schneeweissen Massen Chiolith genannt (von dem griechischen Worte »*chion*«, Schnee und »*lithos*« Stein) auch Chionit, zeigt in den derben Massen bisweilen kleine quadratische Krystalle, welche eine stumpfe quadratische Pyramide P, deren Seitenkanten = 111° 44' sind, combinirt mit einer sehr stumpfen oktogonalen Pyramide darstellen, welche die Endecken achtflächig zuspitzt. Die vollkommenen Spaltungsflächen sind parallel den Flächen von P. Er ist schneeweiss, glasglänzend, mehr oder weniger durchscheinend, hat H. = 4,0 und das spec. Gew. = 2,84—2,90. Er enthält nach der Formel $6NaF \cdot 2Al_2F_6$ zusammengesetzt 23,4% Natrium, 18,6 Aluminium und 58,0 Fluor oder 42,7 Fluornatrium und 57,3 Fluoraluminium; ist gleichfalls v. d. L. sehr leicht schmelzbar, noch leichter als der Kryolith und zeigt dieselben Reactionen.

Mit diesem bei Miask am Ural vorkommenden Minerale findet sich auch der ihm ganz ähnliche, nur wenig schwerere Chodnewit (auch Nipholith genannt), welcher nach der Formel $4NaF \cdot Al_2F_6$ zusammengesetzt ist. Sein spec. Gew. ist = 3,0—3,006. Auch hat sich ein körniges, Arksutit genanntes Mineral mit dem grönländischen Kryolith gefunden, welches etwas Chlorcalcium enthält. An diesen reihen sich noch der mit Kryolith vorkommende Pachnolith und Thomsenolith, welche wasserhaltige Verbindungen von Fluornatrium, Fluorcalcium und Fluoraluminium sind.

Ausser obigen Fluorverbindungen ist der sehr seltene Fluellit zu erwähnen, welcher zu Stenna-Gwyn in Cornwall in England auf Quarz aufgewachsene kleine durchscheinende, weisse, spitze orthorhombische Pyramiden bildet, welche Fluoraluminium sein sollen; ferner der zu Broddbo und Finbo bei Fahlun in Schweden vorkommende hexagonale Fluocerit, welcher prismatische Krystalle $\infty P \cdot oP$ oder $\infty P2 \cdot oP$ bildet, auch plattenförmig abgesonderte derbe Massen. Derselbe ist blass ziegelroth bis gelb, wenig glänzend, undurchsichtig, bis an den Kanten durchscheinend, hat gelblichweissen Strich, H. = 4,0—5,0 und das spec. Gew. = 4,7. Er ist v. d. L. unschmelzbar und soll der Formel $CeF_2 \cdot Ce_2F_6$ entsprechen. Demselben nahe verwandt ist der Hydrocerit von Finbo bei Fahlun in Schweden, auch Fluocerin genannt, welcher krystallinisch derb mit mehrfacher Spaltbarkeit, gelb, röthlichgelb, bräunlichgelb und gelblichroth ist, und wasserhaltiges Ceroxyd mit Fluorcerium enthält.

Schliesslich ist noch der dem Fluorit nahe stehende Yttrocerit von Finbo

und Broddbo in Schweden zu nennen, welcher in Quarz eingewachsene derbe Parthien von dunkelviolblauer, rother, grauer und weisser Farbe mit dem spec. Gew. = 3,36—3,45 bildet. Er ist auch v. d. L. unschmelzbar und enthält ausser vorherrschendem Fluorcalcium Fluorverbindungen von Cerium, Yttrium, Lanthan, Didymium und Erbium mit wenig Wasser und bedarf, wie die vorangehend genannten Cerverbindungen noch weiterer Bestimmung.

Formeln, chemische, der Minerale

von

Prof. Dr. **Kenngott.**

Wie schon im Artikel »Arten der Minerale« pag. 61 bemerkt wurde, wird die chemische Constitution einer jeden Mineralspecies, wenn sie als solche sicher festgestellt ist, durch eine chemische Formel ausgedrückt. Man fand nämlich, dass es nicht ausreichend ist, allein anzugeben, welche Stoffe eine Mineralart enthält und in welchen procentischen Verhältnissen. Die Analysen der Minerale ergeben für jedes einzelne Vorkommen, welche Stoffe dasselbe enthält und wieviel Gewichtseinheiten jedes einzelnen Stoffes in 100 Gewichtseinheiten des analysirten Minerales enthalten sind. Dadurch aber allein konnte nicht festgestellt werden, welche Vorkommnisse zu einer Mineralart gehören, weil bei der Analyse nicht allein die dem einzelnen Minerale wirklich zugehörigen Stoffe gefunden werden, sondern auch Stoffe, welche einerseits dem Minerale gar nicht angehören, nur beigemengt sind, andererseits aber in dem Sinne wechselnde, dass sie dem Minerale zwar angehörig, nicht Beimengungen bilden, doch nicht zu den wesentlichen Bestandtheilen desselben gehören.

Wenn z. B. in der Chemie festgestellt ist, dass die Kohlensäure mit der Kalkerde eine chemische Verbindung bildet, in welcher 100 Gewichtseinheiten derselben 56 Gewichtseinheiten Kalkerde und 44 Gewichtseinheiten Kohlensäure enthalten sind, diese Verbindung durch die chemische Formel $CaO \cdot CO_2$ ausgedrückt wird, die Mineralart Calcit als eine solche Verbindung dieser beiden Stoffe in den angegebenen Verhältnissen aufgefasst und ihre chemische Constitution durch die Formel $CaO \cdot CO_2$ ausgedrückt wird, so zeigen die vielen Analysen der einzelnen Vorkommnisse des Calcit, dass auch nicht eine einzige genau in 100 Theilen 56$\frac{0}{0}$ Kalkerde und 44$\frac{0}{0}$ Kohlensäure finden liess. Es wurden nämlich ausser Kalkerde und Kohlensäure noch andere Stoffe gefunden, welche unbedingt als Beimengung anzunehmen sind, z. B. Eisenoxyd, Wasser, Kieselsäure, Thonerde u. a. m. oder andere, z. B. Magnesia, Eisenoxydul, Manganoxydul u. a. m., welche auch mit Kohlensäure verbunden in den betreffenden Vorkommnissen des Calcit vorhanden sind. Es zeigt sich dann, dass nicht die gesammte Kohlensäure zu der gefundenen Kalkerde in dem Verhältnisse 44 zu 56 Gewichtseinheiten (Procenten) steht, sondern die Kohlensäure relativ mehr beträgt und dass das Mehr an Kohlensäure an solche Stoffe gebunden ist, wie an Magnesia, Eisenoxydul, Manganoxydul u. a.

Würde man also nur die Resultate der Analysen mit einander vergleichen wollen, die Mengen der bezüglichen Stoffe in der einen mit denen in den anderen, so würde es schwierig sein, dadurch die Zusammengehörigkeit der analysirten Vorkommnisse einer Art zu erkennen. Man musste daher, wie bei den chemischen

Verbindungen überhaupt, nach einem anderen Ausdruck suchen, welcher die wesentliche chemische Constitution einer Art ausdrückt, und dieser Ausdruck ist die chemische Formel.

Durch die Chemie ist festgestellt, dass gewisse Stoffe nicht in andere zerlegt werden können, und solche Körper oder Stoffe sind elementare oder die Elemente. Ferner wurde festgestellt, dass die grosse Mehrzahl von Körpern oder Stoffen aus Elementen zusammengesetzt sind, welche in bestimmten Mengenverhältnissen mit einander verbunden sind, chemische Verbindungen bilden, deren Verbindungsweise durch die chemische Formel ausgedrückt wurde, und endlich, dass gewisse Körper bei der Zerlegung verschiedene Elemente wahrnehmen lassen, welche aber keine bestimmten Verhältnisse mit einander zeigen; diese bilden dann Gemenge.

Im Mineralreiche finden sich nun elementare Körper, chemische Verbindungen und Gemenge; diese letzteren werden aber nicht als Mineralarten aufgeführt, sondern als Mineralarten oder als einzelne Minerale nur diejenigen Vorkommnisse, welche entweder Elemente oder chemische Verbindungen sind, jene sind der Zahl nach nur sparsam, diese kommen in grosser Anzahl vor.

Für die chemisch einfachen Minerale, wie Schwefel, Kupter, Gold, Mercur, Antimon, Arsen, Graphit, Diamant u. a. wird das chemische Symbol der bezüglichen Elemente S, Cu, Au, Hg, Sb, As, C u. a. als Ausdruck der chemischen Constitution angegeben.

Für die chemisch zusammengesetzten Minerale, welche ebenso wie die chemisch einfachen einzelne Minerale und Mineralarten bilden, wird die chemische Verbindung, wie in der Chemie überhaupt die chemischen Verbindungen, durch eine chemische Formel ausgedrückt und es ist bei den einzelnen Mineralen, welche zu einer Art vereinigt werden, festzustellen, welche chemische Verbindung diese Art darstellt, welche Stoffe als Beimengungen ausser Acht zu lassen sind, und welche Stoffe als unwesentliche Bestandtheile neben den wesentlichen durch die chemische Formel ausgedrückten Bestandtheilen aufzufassen sind.

Was nun zunächst die chemischen Formeln selbst betrifft, welche die chemische Constitution der Mineralarten auszudrücken bestimmt sind, so wurde schon bei der Species Calcit (pag. 93 und 96) bemerkt, dass die Formel dieser Mineralart $CaO \cdot CO_2$ oder $CaCO_3$ sei, woraus ersichtlich war, dass dieselbe chemische Constitution auf verschiedene Weise durch chemische Formeln ausgedrückt werden könne, so z. B. der Calcit auch durch die Formeln CO_3Ca oder $O{=}C{\genfrac{}{}{0pt}{}{-O-}{-O-}}Ca$.

Aus diesen vier verschiedenen Formeln ergiebt sich aber keine Verschiedenheit der wesentlichen chemischen Constitution, sondern sie zeigen alle vier an, dass im Calcit auf je ein Atom Calcium ein Atom Kohlenstoff und drei Atome Sauerstoff enthalten sind und dass, wenn man aus diesen Atomen die procentische Zusammensetzung berechnen will, diese aus jeder der vier Formeln übereinstimmend hervorgehen muss.

Die Atomgewichtszahlen 40 für 1 Ca
12 für 1 C
48 für 3 O ergeben für das chemische Molecul CO_3Ca die Gewichtszahl 100, und daher für 100 Gewichtstheile des Calcit 40 % Calcium, 12 Kohlenstoff und 48 Sauerstoff oder wenn man nach der Formel $CaO \cdot CO_2$ die Verbindung als bestehend aus Kalkerde und Kohlensäure auffasst 56 % Kalkerde und 44 % Kohlensäure.

Dieses Beispiel zeigt, dass für dieselbe chemische Verbindung verschiedene chemische Formeln gegeben werden können, ohne dass dadurch die procentische Zusammensetzung beeinflusst wird. Die Verschiedenheit oder die verschiedene Schreibweise chemischer Formeln rührt einfach daher, dass im Laufe der Zeit auf Grund verschiedener theoretischer Ansichten sich die Schreibweise der Formeln ändert und es entsteht nothwendig die Frage, welche chemischen Formeln die richtigen sind und ob es bei solcher Verschiedenheit der Formeln überhaupt in der Mineralogie nothwendig sei, die chemische Constitution durch eine Formel auszudrücken, anstatt nur die procentische Zusammensetzung anzugeben.

Die letztere Frage ist unbedingt zu bejahen, weil es allein nur möglich ist, aus der chemischen Formel zu erkennen, welche Stoffe ein Mineral oder die in einer Species vereinigten einzelnen Vorkommnisse derselben enthalten und in welchem Verhältnisse, denn die chemische Formel ist das Resultat der Berechnung und Vergleichung der Analysen der verschiedenen Vorkommnisse einer Art und zeigt, wie man nach einer theoretischen Ansicht die Verbindungsweise auffasst. So konnte der Calcit bei der Formel $CaO \cdot CO_2$ als eine Verbindung der Kohlensäure mit der Kalkerde aufgefasst werden, insofern man durch Glühen aus dem Calcit die Kohlensäure entfernen kann und die Kalkerde als Rest übrig bleibt oder bei der Formel CO_3Ca als eine Verbindung CO_3H_2, welche aus der normalen Kohlensäure $C(OH)_4$ durch Ausscheidung eines Moleculs Wasser entsteht und in welcher 2 Atome $\overset{I}{H}$ durch ein Atom $\overset{II}{Ca}$ ersetzt sind, oder es wird in der Formel

$$O = C \underset{O}{\overset{O}{=}} Ca$$

die theoretische Ansicht über die Lagerung der Atome mit Berücksichtigung ihrer Valenzen ausgedrückt.

Die Frage, welche chemischen Formeln die richtigen sind, ist zunächst in dem Sinne für die Mineralogie gleichgiltig, als die verschiedenen chemischen Formeln einer Art auf keine Verschiedenheit der Stoffe und ihrer Mengenverhältnisse führen, dagegen nicht gleichgiltig, wenn man berücksichtigt, dass die Fortschritte der Chemie auch da ihren Einfluss haben müssen, wo man die Chemie als Hilfswissenschaft benutzt. Da jedoch in Folge der Fortschritte in der Chemie verschiedene Theorieen entstehen und mehr oder weniger zur allgemeinen Geltung gelangen, so erscheint es in der Mineralogie nicht geboten oder nicht zweckmässig, den wechselnden theoretischen Ansichten in gleichem Sinne Rechnung zu tragen. Der Hauptzweck ist in der Mineralogie, die chemische Constitution durch eine Formel auszudrücken und wenn für dieselbe Species Seitens der Chemiker verschiedene Formeln aufgestellt worden sind, von denen jede als richtig angesehen worden ist oder angesehen wird oder angesehen werden kann, so hat die Verschiedenheit der Schreibweise keinen störenden Einfluss, insofern durch jede Schreibweise das dem Mineralogen wichtige Resultat erreicht wird, die Uebereinstimmung der zu einer Mineralart gehörenden Vorkommnisse aus der Formel zu beurtheilen.

In Betreff der chemisch zusammengesetzten Minerale, deren Analysen zu chemischen Formeln führen, durch welche die Zusammengehörigkeit verschiedener Vorkommnisse einer Mineralart constatirt wird, ist zunächst zu bemerken, dass gewisse Stoffe in bestimmten Mengenverhältnissen vorhanden sind, und wenn wir von den einfachsten Verbindungen ausgehen, welche nur aus zwei Elementen bestehen, so ist für diese die aufgestellte Formel in bisher üblicher Weise in ihrer

Schreibweise sehr einfach. Man stellt die Symbole der beiden mit einander verbundenen Elemente nebeneinander und hat nach dem elektrochemischen Verhalten der Elemente untereinander die Stellung der Symbole bezüglich der Reihenfolge so angenommen, dass das elektropositive zuerst geschrieben wird. So sind z. B.

$NaCl$ MgO ZnS $NiAs$

die chemischen Formeln des Steinsalzes, des Periklas, des Sphalerit und des Nickelin und die Formel drückt durch die beiden einfach nebeneinander gestellten Symbole der Elemente aus, dass im Steinsalz auf je 1 Atom Natrium 1 Atom Chlor, im Periklas auf je 1 Atom Magnesium 1 Atom Sauerstoff, im Sphalerit auf je 1 Atom Zink 1 Atom Schwefel und im Nickelin auf je 1 Atom Nickel 1 Atom Arsen enthalten ist.

Ausser solchen einfachen Verhältnissen der Verbindungen zweier elementaren Stoffe kommen solche vor, wo auf je 1 Atom des einen Elementes 2 Atome eines anderen Elementes, oder auf je 2 Atome eines Elementes 3 Atome eines anderen Elementes oder auf 1 Atom eines Elementes 3 Atome eines anderen Elementes u. s. w. enthalten sind. In solchen Fällen setzt man rechts unten an das Symbol desjenigen Elementes, von welchem Vielfache vorhanden sind, eine Zahl, welche das mehrfach vorhandene Atom andeutet. So sind z. B.

Cu^2O SiO_2 FeS_2 Fe_2O_3 Sb_2S_3 MoO_3 Cu_3As

die chemischen Formeln des Cuprit, des Quarzes, des Pyrit, des Hämatit, des Antimonit, des Molybdänocher und des Domeykit und man ersieht sogleich aus der Formel, dass der Cuprit auf je 2 Atome Kupfer 1 Atom Sauerstoff, der Quarz auf je 1 Atom Silicium 2 Atome Sauerstoff, der Pyrit auf je 1 Atom Eisen 2 Atome Schwefel, der Hämatit auf je 2 Atome Eisen 3 Atome Sauerstoff, der Antimonit auf je 2 Atome Antimon 3 Atome Schwefel enthält u. s. f.

Man hat auch diese Vielfache der Atome in den Verbindungen in der Weise ausgedrückt, dass man die die mehrfachen Atome ausdrückende Zahl rechts oben schreibt, demnach an Stelle obiger Formeln die Formeln

Cu^2O SiO^2 FeS^2 Fe^2O^3 Sb^2S^3 MoO^3 Cu^3As

geschrieben findet, was eben nur eine andere Schreibweise ist.

Ausserdem hatte man auch bei der Häufigkeit der Sauerstoff- und der Schwefelverbindungen für zweckmässig erachtet, einen kürzeren Ausdruck dadurch zu geben, dass man an Stelle des Symbols O für den Sauerstoff einen Punkt gebraucht, bei 2 Atomen O zwei Punkte, bei 3 Atomen O drei Punkte u. s. f. und diese Punkte über das Symbol des mit Sauerstoff verbundenen Elementes setzte.

So wurde anstatt MgO SiO_2 MoO_3

$\dot{\text{Mg}}$ $\ddot{\text{Si}}$ $\dddot{\text{Mo}}$

geschrieben und wenn 2 Atome des anderen mit Sauerstoff verbundenen Elementes vorhanden sind, so wird das Symbol desselben mit einem horizontalen Strich durchstrichen geschrieben und über dieses jetzt 2 Atome ausdrückende Symbol werden dann die den Sauerstoff andeutenden Punkte geschrieben. So entstanden beispielsweise für

Cu_2O Fe_2O_3 Al_2O_3

die Formeln $\dot{\cancel{\text{Cu}}}$ $\dddot{\cancel{\text{Fe}}}$ $\dddot{\cancel{\text{Al}}}$

Bei den Schwefelverbindungen bediente man sich anstatt der Sauerstoffpunkte kleiner verticaler Striche, welche in gleicher Weise über das Symbol des mit Schwefel verbundenen Elementes gesetzt wurden. So entstanden für

ZnS FeS_2 Cu_2S Sb_2S_3

die Formeln $\overset{|}{\text{Zn}}$ $\overset{||}{\text{Fe}}$ $\overset{|}{\cancel{\text{Cu}}}$ $\overset{|||}{\cancel{\text{Sb}}}$

Auf andere elektronegative Elemente dehnte man diese abkürzende Schreibweise nicht aus und ist gegenwärtig geneigt, diese Schreibweise weniger zu gebrauchen, weil sie doch nur bei gewissen Verbindungen, bei den Sauerstoff- und Schwefelverbindungen gebraucht werden kann und bei ihrer Anwendung die allgemeine Schreibweise als solche nicht durchgeführt werden kann.

Solche Verbindungen je zweier verschiedenen Elemente, welche z. Th. wie die angeführten Beispiele zeigten, als Mineralarten vorkommen und als solche ihren Speciesnamen haben, wie sie oben angeführt wurden, erhielten auch als chemische Verbindungen entweder eigene Namen, wie man z. B. die Verbindung MgO Magnesia oder Bittererde, die Verbindung CaO Kalkerde, die Verbindung Al_2O_3 Thonerde, die Verbindung SiO_2 Kieselsäure u. s. w. benannte. Auch erhielten sie Namen, wie Einfach-Schwefelzink für ZnS, Zweifach-Schwefeleisen für FeS_2, Halbschwefelkupfer fur Cu_2S, Anderthalb-Schwefelantimon Sb_2S_3, Zweifach Arsenkobalt für $CoAs_2$ u. s. w. um so die verbundenen Stoffe und ihre relativen Mengen auszudrücken, oder man nannte Sauerstoffverbindungen im Allgemeinen Oxyde, mit weiteren Unterabtheilungen wie Eisenoxydul für FeO, Manganoxydul für MnO, Eisenoxyd für Fe_2O_3, Manganhyperoxyd für MnO_2 und dergleichen weitere Benennungen, welche sehr oft gebraucht werden, wie überhaupt die Nomenclatur in der Chemie eine sehr mannigfaltige ist.

Die Verbindungen, welche durch Atome zweier verschiedenen Elemente gebildet werden, konnten, wie auseinandergesetzt wurde, wohl auf verschiedene Weise durch Formeln ausgedrückt werden, doch kamen bei diesen Formeln weniger die theoretischen Ansichten zur Geltung, weshalb man im Allgemeinen eine gewisse Uebereinstimmung bemerken kann. Sie gelten als die einfachsten und wurden deshalb auch als Verbindungen erster Ordnung benannt.

Wenn dagegen in chemischen Verbindungen zwei solche Stoffe, wie z. B. MgO und SiO_2, oder wie CaO und CO_2 oder wie Ag_2S und Sb_2S_3 miteinander verbunden vorkommen, so pflegte man solche complicirten Verbindungen in der Weise durch eine Formel auszudrücken, dass man die zwei Formeln der miteinander verbundenen Molecule so nebeneinander stellte, wie die Atomzeichen der Elemente und sie durch einen Punkt trennte. So entstanden z. B. die Formeln

$$MgO \cdot SiO_2 \quad CaO \cdot CO_2 \quad Ag_2S \cdot Sb_2S_3 \quad Al_2O_3 \cdot SiO_2$$

für den Enstatit, Calcit, Miargyrit und Disthen, wenn auf ein Molecul der einen Verbindung ein Molecul einer zweiten Verbindung in der neuen Verbindung enthalten ist. Auch stellte man im Anklange an die durch das elektrochemische Verhalten gegebene Reihenfolge der Elemente die so verbundenen Molecule in der Reihenfolge, dass der basische Antheil der Verbindung in der Formel voransteht. Wenn dagegen in solchen Doppelverbindungen auf 1 Molecul der einen Verbindung 2 oder mehr Molecule der anderen, oder auf 2 Molecule der einen 3 Molecule der anderen, oder überhaupt Vielfache der Molecule in Verbindung treten, so setzte man vor den Ausdruck des Moleculs eine Zahl, welche die Vielfachen ausdrückt.

So entstanden z. B. die Formeln

$2MgO \cdot SiO_2$ für den Olivin, welcher auf 2 Molecule Magnesia 1 Molecul Kieselsäure enthält, im Gegensatz zum Enstatit $MgO \cdot SiO_2$, welcher auf 1 Molecul Magnesia 1 Molecul Kieselsäure enthält;

$CaO \cdot 2TiO_2$ für den Titanomorphit, welcher auf 1 Molecul Kalkerde 2 Molecule Titansäure enthält, im Gegensatz zu dem Perowskit $CaO \cdot TiO_2$, welcher auf 1 Molecul Kalkerde nur 1 Molecul Titansäure enthält;

$3Ag_2S \cdot Sb_2S_3$ für den Pyrargyrit, welcher auf 3 Molecule Halbschwefelsilber 1 Molecul Anderthalb-Schwefelantimon enthält, im Gegensatz zu dem Miargyrit $Ag_2S \cdot Sb_2S_3$, welcher auf 1 Molecul Halbschwefelsilber 1 Molecul Anderthalb-Schwefelantimon enthält;

$3Cu_2S \cdot 2Bi_2S_3$ für den Klaprothit, welcher auf 3 Molecule Halb-Schwefelkupfer 2 Molecule Anderthalb-Schwefelwismuth enthält, im Gegensatz zu dem Emplektit $Cu_2S \cdot Bi_2S_3$, welcher auf 1 Molecul Halbschwefelkupfer nur 1 Molecul Anderthalb-Schwefelwismuth enthält;

$4PbS \cdot 3Sb_2S_3$ für den Plagionit, welcher auf 4 Molecule Einfach-Schwefelblei 3 Molecule Anderthalb-Schwefelantimon enthält im Gegensatz zu dem Zinkenit $PbS \cdot Sb_2S_3$, welcher auf 1 Molecul Einfach-Schwefelblei 1 Molecul Anderthalb-Schwefelantimon enthält.

Bei der Anwendung der oben angeführten Punkte für die Sauerstoffatome und die Striche für die Schwefelatome liess man den die beiden Molecularzeichen trennenden Punkt weg und schrieb anstatt

$$MgO \cdot SiO_2 \qquad CaO \cdot CO_2 \qquad FeO \cdot Fe_2O_3 \qquad Ag_2S \cdot Sb_2S_3$$

die Formeln $\overset{\cdot}{\mathrm{Mg}}\overset{\cdot\cdot}{\mathrm{Si}} \qquad \overset{\cdot}{\mathrm{Ca}}\overset{\cdot\cdot}{\mathrm{C}} \qquad \overset{\cdot}{\mathrm{Fe}}\overset{\cdots}{\not{\mathrm{Fe}}} \qquad \overset{|}{\not{\mathrm{Ag}}}\overset{|||}{\not{\mathrm{Sb}}}$

und bei mehrfachen Moleculen setzte man die das Mehrfache ausdrückende Zahl rechts oben an das Molecularzeichen. So schrieb man anstatt

$$2MgO \cdot SiO_2 \qquad 3Ag_2S \cdot Sb_2S_3 \qquad 4PbS \cdot 3Sb_2S_3$$

die Formeln $\overset{\cdot}{\mathrm{Mg}}{}^2\ \overset{\cdot\cdot}{\mathrm{Si}} \qquad \overset{|}{\not{\mathrm{Ag}}}{}_3\ \overset{|||}{\not{\mathrm{Sb}}} \qquad \overset{|}{\mathrm{Pb}}{}^4\ \overset{|||}{\not{\mathrm{Sb}}}{}^3$

Aus allen diesen Formeln ersieht man leicht die relativen Mengen der in den Verbindungen enthaltenen Atome oder Molecule.

Dass in neuerer Zeit für die beispielsweise angeführten Formeln in Folge geänderter Ansichten über die Verbindungsweise andere Formeln in Gebrauch kamen, während die oben erörterte Schreibweise noch vielfach Anwendung findet, ist die einfache Folge der Fortschritte in der Chemie, doch ist hier nicht der Ort, auf die so hervorgehende Mannigfaltigkeit der Schreibweise näher einzugehen, zumal in dem gleichzeitig erscheinenden Handwörterbuch der Chemie (in der II. Abtheilung der Encyklopädie) diese Verhältnisse ausführlich besprochen werden.

Die zuletzt erörterten Verbindungen von zweierlei Moleculen (die früher als Verbindungen der zweiten Ordnung benannt wurden) wurden, wie die einfacheren vom Standpunkte der Chemie aus verschieden benannt. Darauf beziehen sich die Namen Salze und Hydrate. Der erstere Ausdruck wird überhaupt in sehr verschiedener Bedeutung gebraucht, indem auch bei der Gruppirung von Mineralen eine ansehnliche Zahl von Mineralarten als Salze zusammengefasst werden, welche wie das schlichthin Salz genannte Steinsalz, das Chlornatrium, im Wasser auflöslich sind und einen bestimmten Geschmack zeigen. Vom Steinsalze ausgehend wurden auch in chemischer Beziehung die Verbindungen der Halogene genannten Elemente Fluor, Chlor, Brom und Jod mit gewissen Metallen Salze genannt, welche aber nicht sämmtlich in die mineralogische Gruppe der Salze gehören. Ausserdem wurden, insbesondere Sauerstoffsalze Verbindungen derjenigen Stoffe genannt, welche als Sauerstoffverbindungen bezüglich ihres besonderen chemischen Verhaltens als Basen und Säuren unterschieden wurden, wie z. B. die Carbonate $RO \cdot CO_2$, in welchen die unter RO zusammengefassten Verbindungen die Basen, die Kohlensäure diejenige Säure ist, welche mit diesen Basen Salze bildet. Nur in der Schreibweise ist bei diesen Verbindungen der

Kohlen-, Schwefel-, Salpeter-, Phosphor-, Arsen-, Antimon-, Wolfram-, Chrom- u. a. Säuren mit Basen der allgemeinen Formeln R_2O, RO und R_2O_3 ein Unterschied durch die neuen Begriffsbestimmungen der Säuren und ihrer Anhydride eingetreten.

Es wurde auch der Name Salze von den Sauerstoffverbindungen auf analoge Schwefelverbindungen übertragen, welche in diesem Sinne als Sulfosalze den Sauerstoffsalzen zur Seite gestellt werden konnten, wie z. B. Verbindungen, wie $Ag_2S \cdot Sb_2S_3$, $3Ag_2S \cdot As_2S_3$, $Cu_2S \cdot Bi_2S_3$ u. a., in denen der eine Theil der Verbindung den Basen der Sauerstoffsalze analog ist (die Basen Ag_2S und Cu_2S in obigen Formeln) der andere mit den Säuren verglichen wurde, daher die Sulfosalze aus Sulfobasen und Sulfosäuren bestehen.

Hydrate wurden im Gegensatz zu den Salzen die in der Formel analogen Verbindungen von zweierlei Moleculen genannt, in welchen das Wasser H_2O mit einem anderen Molecul verbunden ist, welches entweder in Salzen als Basis oder als Säure vorkommt. So ist z. B. der Diaspor $H_2O \cdot Al_2O_3$ ein Thonerdehydrat, Schwefelsäure $H_2O \cdot SO_3$ ein Schwefelsäurehydrat. So giebt es auch Hydrate der Halogenverbindungen, wie z. B. der als Mineralspecies eingeführte Hydrohalit, welcher Chlornatrium und Wasser enthält und der Bischofit, welcher aus Chlormagnesium und Wasser besteht.

Sehr häufig finden sich auch im Mineralreiche complicirtere Verbindungen, bei denen schon früher in Betreff der Formeln verschiedene Ansichten sich geltend machten und jetzt in Folge neuer Theorien noch grössere Verschiedenheiten in der Formulirung hervortreten. Wenn es gestattet ist, die Ausdrücke Verbindungen erster und zweiter Ordnung für die beiderlei oben besprochenen Verbindungen zu gebrauchen, so bilden solche mit einander Verbindungen höherer Ordnungen. Die Erörterung derselben ist Sache der Chemie und es sollen nur einige allgemeine Verhältnisse hervorgehoben werden, welche zum Verständniss der bei Mineralen dieser Art angeführten Formeln dienen sollen.

Bei den Verbindungen der zweiten Ordnung als Verbindungen zweier verschiedenen Molecule wurde nicht der seltene Fall erwähnt, dass ein Mineral, wie der Matlockit aus zwei Moleculen besteht, welche nicht in dem Verhältniss wie Säure zu Basis stehen. Der Matlockit z. B. besteht aus einem Molecul Bleioxyd PbO und aus einem Molecul Chlorblei $PbCl_2$ und man drückte die Verbindung einfach dadurch aus, dass man die beiden Molecule durch das Additionszeichen in Verbindung setzte und so für den Matlockit die Formel $PbO + PbCl_2$ oder $PbCl_2 + PbO$ schreibt.

Eine gewisse Aehnlichkeit damit haben solche Species, welche wie der Phosgenit aus einem Sauerstoffsalz und einem Halogensalz bestehen. Es ist derselbe in ähnlicher Weise formulirt worden, dass man die beiden Bestandtheile, das Bleicarbonat und das Chlorblei mit dem Additionszeichen in Verbindung setzte, seine Formel $PbO \cdot CO_2 + PbCl_2$ oder $PbCl_2 + PbO \cdot CO_2$ schrieb. Eine bestimmte Reihenfolge in der gegenseitigen Stellung ist hierbei nicht eingeführt worden.

Derartige Verbindungen, welche sich zunächst den Verbindungen der zweiten Ordnung anreihen, kommen bisweilen vor, wie noch als Beispiele anzuführen sind:

Der Apatit, $3(3CaO \cdot P_2O_5) + CaF_2$, welcher auf drei Molecule des Kalkerdephosphates $3CaO \cdot P_2O_5$ ein Molecul Fluorcalcium enthält.

Der Pyromorphit, $3(3PbO \cdot P_2O_5) + PbCl_2$.

Der Mimetesit, $3(3PbO \cdot As_2O_5) + PbCl_2$.

Der Durangit, $Al_2O_3 \cdot As_2O_5 + 2(NaF)$ und
der Amblygonit, $Al_2O_3 \cdot P_2O_5 + 2(LiF)$.

Bei ihrer eigenthümlichen Constitution liegt es auf der Hand, dass man sie in der angegebenen Weise formuliren muss, insofern sie aus zwei ganz verschiedenen Verbindungen bestehen. Auch in anderer Richtung giebt es noch hin und wieder vereinzelte Fälle, deren bei den Silicaten Erwähnung geschehen wird.

Ausserdem finden sich, wenn auch wieder nur vereinzelt, Minerale, welche zwei ganz verschieden constituirte Säuren enthalten, wie der bei den Erzen angeführte Dysanalyt, welcher aus einem Titanat und Niobat besteht und einige andere, in deren Formeln die beiderlei Verbindungen zweiter Ordnung ebenfalls mit dem Additionszeichen verbunden neben einander gestellt werden.

Weitaus häufiger aber kommen Verbindungen vor, bei welchen eine gewisse Säure neben verschieden constituirten Basen auftritt. In dieser Weise zeigt besonders die Kieselsäure mannigfaltige Verbindungen, welche bei den Silicaten besprochen werden, ausserdem bieten auch andere Säuren wie die Schwefelsäure, Phosphorsäure, Arsensäure u. a. solche Verbindungen höherer Ordnung, welche noch complicirter werden, wenn ein gewisser Wassergehalt vorhanden ist. Alle diese Verbindungen werden als aus verschiedenen einfacheren zusammengesetzte betrachtet und die die ganze Verbindung zusammensetzenden gewöhnlich durch das Additionszeichen verbunden. Da aber keine allgemeine Regel für ihre Schreibweise gegeben werden kann und auf Grund neuer Theorien die Schreibweise mannigfach geworden ist, so würde es hier unthunlich sein, auf dieselben näher einzugehen, zumal in den Artikeln Silicate, Phosphate, Sulfate, Malachite, Glimmer, Opaline, Zeolithe und Salze Gelegenheit sein wird, ihre Formeln zu erörtern, welche durch die bezüglichen Minerale verständlicher werden.

Schliesslich ist noch hervorzuheben, dass in den Formeln stets nur die wesentlichen Bestandtheile einer Art aufgenommen werden, wogegen in Folge der Erscheinung des Isomorphismus (s. d. Artikel) gewisse bei der Analyse gefundene Bestandtheile als Stellvertreter der wesentlichen Bestandtheile vorhanden sind. So wurde z. B. bei der Species Calcit (pag. 96) angeführt, dass die Formel desselben $CaO \cdot CO_2$ ist, dass aber nebenbei noch geringe Mengen von Magnesia MgO, Eisenoxydul FeO, Manganoxydul MnO, Zinkoxyd ZnO, Bleioxyd PbO oder Baryterde BaO in diesen oder jenen Vorkommnissen des Calcit vereinzelt vorkommen, welche in Verbindung mit Kohlensäure als Carbonate $FeO \cdot CO_2$, $MgO \cdot CO_2$, $MnO \cdot CO_2$, $ZnO \cdot CO_2$, $PbO \cdot CO_2$, $BaO \cdot CO_2$ geringe Mengen des Carbonates $CaO \cdot CO_2$ ersetzen, immerhin aber in ihrer procentischen Menge nur als untergeordnet aufzufassen sind. Derartige Bestandtheile werden nicht in die Formel der Art aufgenommen, sondern als unwesentliche aufgefasst.

Wenn dagegen die Species Dolomit (s. pag. 102 und 103) vom Calcit getrennt wird und dieselbe als wesentliche Bestandtheile kohlensaure Kalkerde und kohlensaure Magnesia enthält, so kann man dies in der Formel dadurch ausdrücken, dass dieselbe $Ca, MgO \cdot CO_2$ geschrieben wird. Man ersieht aus ihr, dass Calcium und Magnesium als wesentliche Bestandtheile zusammengefasst werden, um mit soviel Sauerstoff verbunden, wie es das neutrale Carbonat erfordert, also mit der Hälfte des Sauerstoffes der Kohlensäure eine Verbindung zu geben, in welcher der an Calcium und an Magnesium gebundene Sauerstoff sich zu dem Sauerstoff der Kohlensäure verhält, wie 1 : 2.

Derartige Mineralarten kommen oft vor, von den Elementen an bis zu den complicirtesten Verbindungen. So enthält z. B. die Species Gold, deren Formel Au ist, sehr häufig Silber als stellvertretenden unwesentlichen Antheil. Wenn dagegen der Silbergehalt bedeutend genug ist, um ihn als wesentlich zu betrachten, so ist dann die Species Elektrum durch die Formel Au, Ag auszudrücken. So steht die Species Allemontit Sb, As neben der Species Antimon Sb und Arsen As und es handelt sich in allen solchen Fällen nur darum, die Arten von einander bei einer gewissen Grenze abzuscheiden. So steht z. B. der Aarit NiSb, As zwischem dem Nickelin NiAs und dem Breithauptit NiSb, weil in ihm Antimon und Arsen einander vertretend als wesentliche Bestandtheile vorkommen, dabei aber in dem Verhältnisse dass *m* Atome Sb und *n* Atome As mit *m* + *n* Atomen Nickel verbunden sind. So ist der pag. 392 angeführte Wolframit durch die Formel Fe, $MnO \cdot WO_3$ auszudrücken, worin Eisen und Mangan als wesentliche Bestandtheile mit Sauerstoff verbunden Eisen- und Manganoxydul bilden, und wobei der Sauerstoff des Eisenoxydul und des Manganoxydul zusammen den dritten Theil des Sauerstoffes der Wolframsäure ausmacht.

Man kann die Formeln auch anders schreiben, es muss aber immer aus ihnen das erforderliche Mengenverhältniss hervorgehen. So könnte man z. B. den Wolframit auch $(FeMn)O \cdot WO_3$ formuliren oder $m(FeO \cdot WO_3) + n(MnO \cdot WO_3)$ nur handelt es sich immer darum, die Grenzen zu fixiren, wie weit sich die Werthe m und n erstrecken, um den Wolframit abzugrenzen.

Bei allen derartigen Species, in welchen stellvertretende Bestandtheile als wesentliche in wechselnden Mengen enthalten sind, ist die Abgrenzung gegen andere Species in gewissem Sinne schwierig, insofern durch die abwechselnde Zu- und Abnahme des einen oder des anderen der wesentlichen einander ersetzenden Bestandtheile Uebergänge erzeugt werden, trotz welcher doch die Species eine Grenze haben müssen. Man kann in dieser Beziehung nur theoretisch die Grenzen bestimmen und diese sind deshalb nöthig, weil sonst durch die Analysen eine grössere Anzahl von Species hervorgehen würden, wenn man nach den speciellen Formeln, welche aus den Vorkommnissen verbreiteter Species hervorgehen, besondere Arten unterscheiden wollte. Wie man dabei verfahren könne, ersieht man aus den beispielsweise zu betrachtenden Species Calcit, Dolomit und Magnesit.

Wenn der Calcit $CaO \cdot CO_2$ wesentlich ein Kalkerde-Carbonat ist, in welchem stellvertretend geringe Mengen anderer Carbonate der allgemeinen Formel $RO \cdot CO_2$ vorkommen und hier besonders die kohlensaure Magnesia in den verschiedensten procentischen Verhältnissen neben der wesentlichen kohlensauren Kalkerde in Betracht kommt, so erzeugt die Zunahme der kohlensauren Magnesia allmählich einen Uebergang in den Dolomit. Der Dolomit selbst enthält nach der Formel Ca, $MgO \cdot CO_2$ Kalkerde und Magnesia als wesentliche Bestandtheile und wenn auch verschiedene Vorkommnisse desselben, welche man als Normal-Dolomit betrachtet, die beiden Carbonate im Gleichgewicht enthalten, weshalb man für sie die Formel $CaO \cdot CO_2 + MgO \cdot CO_2$ aufstellen konnte, so ist bei dem Vorkommen anderer Dolomite der Gehalt an kohlensaurer Kalkerde grösser und so geht er einerseits in den Calcit über, welcher zunehmenden Magnesiagehalt enthält.

Bei solchem Verhältnisse der beiden einander vertretenden Basen kann man nun theoretisch als Grenze zwischen Calcit und Dolomit das Verhältniss $3(CaO \cdot CO_2) + MgO \cdot CO_2$ festsetzen.

Der Calcit enthält nach der Formel $CaO \cdot CO_2$ wesentlich 56% Kalkerde und 44% Kohlensäure, der Normal-Dolomit $CaO \cdot CO_2 + MgO \cdot CO_2$ enthält 54,35% kohlensaure Kalkerde und 45,65% kohlensaure Magnesia, oder 30,43% Kalkerde, 21,74% Magnesia und 47,83% Kohlensäure. Bezeichnet man Magnesia enthaltende Calcite als dolomitische und Dolomite, welche mehr als 54,35% kohlensaure Kalkerde enthalten als calcitische Dolomite, so würden diese beiden bei dem Verhältnisse $3(CaO \cdot CO_2) + MgO \cdot CO_2$ einander begrenzen. Dieses Verhältniss erfordert 78,12% kohlensaure Kalkerde und 21,88% kohlensaure Magnesia oder 43,75% Kalkerde, 10,42 Magnesia und 45,83 Kohlensäure.

Andererseits zeigt als Species der Magnesit, welcher der Formel $MgO \cdot CO_2$ entsprechend 47,62 Magnesia und 52,38 Kohlensäure enthält, kohlensaure Kalkerde als stellvertretend für gewisse Mengen der kohlensauren Magnesia und wenn in gleicher Weise, wie gegen den Calcit der Dolomit bei grösserem Gehalte an kohlensaurer Magnesia als die Formel $CaO \cdot CO_2 + MgO \cdot CO_2$ des Normal-Dolomites erfordert, als magnesitischer Dolomit an den dolomitischen Magnesit grenzt, so kann als Grenze beider die Formel $CaO \cdot CO_2 + 3(MgO \cdot CO_2)$ aufgestellt werden. Diese erfordert 28,41% kohlensaure Kalkerde und 71,59 kohlensaure Magnesia oder 15,91% Kalkerde, 34,09 Magnesia und 50% Kohlensäure.

Somit würde der Dolomit diejenigen Vorkommnisse umfassen, welche wesentlich kohlensaure Kalkerde und kohlensaure Magnesia enthalten und bei denen der Gehalt an kohlensaurer Kalkerde zwischen 78,12 und 28,41 schwankt, der Gehalt an kohlensaurer Magnesia zwischen 21,88 und 71,59%. Oder es schwankt bei ihnen der Gehalt an Kalkerde zwischen 43,75 und 15,91%, der Gehalt an Magnesia zwischen 10,42 und 34,09 und der Gehalt an Kohlensäure zwischen 45,83 nnd 50,0%, während der mittlere Gehalt des als Normal-Dolomit bezeichneten die bereits oben angegebenen Mengen der wesentlichen Bestandtheile enthält. Die vielen analysirten Vorkommnisse dieser Reihe von Carbonaten enthalten dann auch noch andere Carbonate in untergeordneten Mengen, wie namentlich kohlensaures Eisenoxydul, Manganoxydul u. a., weshalb dann bei der Berechnung auf diese insofern Rücksicht genommen werden muss, als man sie wieder als Stellvertreter des Magnesiacarbonates in Rechnung bringt.

Die durchgeführte Berechnung hatte den Zweck zu zeigen, wie man die allgemeine Formel einer solchen Species zu deuten habe, welche zwischen zwei anderen liegt und wie die Species in einander übergehen, ihren procentischen Verhältnissen nach aber doch getrennt werden müssen. Bei so überaus mannigfaltigen Vorkommnissen, wie sie die beiden Verbindungen der kohlensauren Kalkerde und Magnesia zeigen, könnte es unter Umständen angezeigt erscheinen, die Gliederung in einzelne Species noch zahlreicher zu machen, dies erscheint jedoch nicht zweckmässig und steht dann nicht im Einklange mit dem Verfahren bei anderen Arten mit stellvertretenden wesentlichen Bestandtheilen.

Dass man in der angeführten Weise auch bei anderen, im Gegensatz zu jenen Carbonaten selten vorkommenden Species verfahren könne, soll noch ein Beispiel zeigen.

Der tesseral krystallisirende Spinell ist eine Verbindung der Magnesia mit Thonerde, entsprechend der Formel $MgO \cdot Al_2O_3$ mit 28% Magnesia und 72 Thonerde. Pleonast werden tesseral krystallisirende Vorkommnisse genannt und zum Theil dem Spinell zugezählt, welche Eisenoxydul als Stellvertreter gewisser wechselnder Mengen der Magnesia enthalten und Hercynit wurde ein seltenes tesserales Mineral genannt, dessen Formel wesentlich $FeO \cdot Al_2O_3$ ist, wonach es

41,14 Eisenoxydul und 58,86 Thonerde enthält. Spinell und Hercynit bilden die Endglieder und die Pleonaste stehen zwischen beiden. Ihre Formel ist $Mg, FeO \cdot Al_2O_3$. Im Mittel würden sie, wenn für dieses Mittel die Formel $MgO \cdot Al_2O_3 + FeO \cdot Al_2O_3$ gewählt würde, 12,58 Magnesia, 22,64 Eisenoxydul und 64,78 Thonerde enthalten. Diesem Mittel nahe steht ein von A. ERDMANN analysirter Pleonast von Tunaberg in Schweden mit 13,03 Magnesia 23,46 Eisenoxydul und 62,95 Thonerde. Einige andere Pleonaste, deren Analysen überhaupt sparsam sind, ergaben andere Verhältnisse.

Nach obiger Besprechung der Carbonate würde den Grenzwerth des eisenärmeren Pleonast gegen Spinell das Verhältniss $3(MgO \cdot Al_2O_3) + FeO \cdot Al_2O_3$ erfordern, eisenreichere den Grenzwerth gegen Hercynit bei dem Verhältniss $MgO \cdot Al_2O_3 + 3(FeO \cdot Al_2O_3)$ haben.

Der Grenzwerth gegen Spinell ergiebt 19,87 Magnesia 11,92 Eisenoxydul und 68,21 Thonerde, welche fast ganz genau ein von RAMMELSBERG analysirter Pleonast von Ramos in Mexiko zeigt, während zwei andere, der eine von Härmala im Kirchspiel Lajo in Finnland, analysirt von THORELD; der andere von Barsowskoi bei Kyschtimsk am Ural, analysirt von ABICH ihm nahe stehen. Der Grenzwerth gegen den Hercynit erfordert 5,99 Magnesia, 32,33 Eisenoxydul und 61,68 Thonerde.

Da nun auch andererseits in Spinell das Eisenoxyd als Stellvertreter der Thonerde vorkommen kann, oft Pleonast genannte Vorkommnisse gleichzeitig Eisenoxydul als Stellvertreter der Magnesia und Eisenoxyd als Stellvertreter der Thonerde enthalten, so konnte man die Formel des Pleonast in dem Sinne erweitern, dass sie $Mg, FeO \cdot Al_2, Fe_2O_3$ geschrieben beide Stellvertetungen umfasst, wobei dann natürlich die Grenzwerthe schwieriger zu bestimmen sind, um Spinelle vom Pleonast zu trennen.

Was die Berechnung betrifft, um aus den Analysen der Minerale die Formeln zu berechnen, so ist zu bemerken, dass zunächst nur aus den Analysen die relative Zahl der verbundenen Atome oder der Molecule berechnet werden kann, während die weitere Verwerthung dieser relativen Zahlen zur Aufstellung der Formeln auf den theoretischen Ansichten beruht, nach welchen die der Zahl nach aus den Analysen berechneten Atome oder Molecule zusammengestellt werden. Wenige Beispiele werden genügen, das an sich einfache Verfahren daran zu erkennen.

Sind durch die Analysen die Elementarbestandtheile einer Verbindung in der Weise angegeben, dass man daraus ersieht, wieviel Gewichtseinheiten eines jeden Elementarbestandtheiles in 100 Gewichtseinheiten der analysirten Substanz enthalten sind, wieviel Procent jeder Elementarbestandtheil beträgt, so dividirt man diese Procentzahl durch die Atomgewichtszahl des bezüglichen Elementes. Die erhaltenen Quotienten drücken die relative Anzahl der enthaltenen Atome aus und müssen demnach in einfachen Verhältnissen zu einander stehen. Sind dagegen in der Analyse nicht die Elementarbestandtheile angegeben, sondern die einfachsten Verbindungen der Elementarbestandtheile, z. B. wieviel Procente Kalkerde, Magnesia, Eisenoxyd, Kohlensäure, Schwefelsäure u. s. w. in einer analysirten Substanz gefunden wurden, so dividirt man in die Zahl der Procente mit der Moleculargewichtszahl, welche diese einfachste Verbindung durch die angegebenen Atome ergiebt, z. B. für die soeben angegebenen mit den Zahlen 56 (für Kalkerde CaO), 40 (für Magnesia MgO), 160 (für Eisenoxyd Fe_2O_3) 44 (für Kohlensäure CO_2), 80 (für Schwefelsäure SO_3) u. s. w. Die erhaltenen

Quotienten drücken dann ebenso die relative Anzahl der erhaltenen Molecule aus und müssen gleichfalls in einfachen Verhältnissen stehen, wobei man dann auch auf die stellvertretenden Bestandtheile in der Weise Rücksicht zu nehmen hat, dass man ihre Quotienten, wo es nothwendig ist, addirt.

Einem einfachen Verhältnisse, wie es die Formel erfordert, entsprechen die Zahlen einer Analyse niemals ganz genau, jedoch dürfen die Abweichungen nur so geringe sein, dass das wahre Verhältniss durchaus nicht zweifelhaft sein kann.

Der Grund dieser Abweichungen liegt einerseits in Fehlern der Analyse, andererseits in den Atomgewichtszahlen selbst, welche wohl aus möglichst genauen Versuchen abgeleitet sind, trotzdem aber nicht durchgehends als absolut richtig angesehen werden können. Auch kann oft die Beschaffenheit analysirter Mineralproben die Ursache solcher Abweichungen sein, weil, wenn auch die Proben als möglichst reine ausgewählt worden sind, Beimengungen vorkommen, welche man als solche nicht sehen und sicher beurtheilen kann, sowie auch aus der Berechnung allein nicht immer mit Sicherheit hervorgeht, ob gewisse Stoffe als Beimengung oder als stellvertretende Bestandtheile vorhanden sind.

Als Beispiele für die Berechnung mögen die nachfolgenden genügen: Berzelius fand in 100 Theilen einer Probe des Pyrit 46,08 Theile Eisen und 53,92 Theile Schwefel. Dividirt man mit der Atomgewichtszahl des Eisens, mit 56 in 46,08 und mit der Atomgewichtszahl des Schwefels, mit 32 in 53,92, so erhält man die Quotienten 0,8229 und 1,6850. Setzt man den ersten gleich 1, so erhält man für den zweiten 2,0476. Für die letzte Zahl kann man ohne Bedenken 2 setzen und es enthält der analysirte Pyrit auf ein Atom Eisen zwei Atome Schwefel, seine Formel ist deshalb FeS_2. Berechnet man aus der Formel die Procente, so erhält man

$$\begin{array}{rl} 1\,Fe = & 56 \\ 2\,S = & \underline{64} \\ & 120 \end{array}$$

und bei der Umrechnung von 120 auf 100 46,67 Eisen

53,33 Schwefel

100,00

Stellt man die Zahlen der Analyse neben die der Formel entsprechenden Zahlen

gefunden	berechnet	Differenz
46,08	46,67	— 0,59
53,92	53,33	+ 0,59

so sieht man, dass 0,59 Eisen weniger, 0,59 % Schwefel mehr gefunden wurden, als die Formel erfordert.

Stromeyer fand in 100 Theilen einer Probe des isländischer Doppelspath genannten Calcit 43,70 % Kohlensäure, 56,15 Kalkerde, 0,15 Eisen- und Manganoxyd. Die beiden letzteren Oxyde sind als Beimengung zu betrachten, weil der Calcit eine Verbindung der Kohlensäure mit Kalkerde ist, man kann sie also ganz ausser Acht lassen, zumal ihre Menge äusserst gering ist. Dividirt man mit dem Moleculargewicht der Kalkerde 56 in 56,15 und mit dem Moleculargewicht der Kohlensäure 44 in 43,70, so erhält man die Quotienten 1,00268 und 0,99318, wofür man ohne Bedenken die Zahlen 1 und 1 setzen kann. Der analysirte Calcit ergab demnach ein Molecul Kalkerde CaO und ein Molecul Kohlensäure CO_2 und seine Formel ist $CaO \cdot CO_2$.

Berechnet man aus der Formel die Procente, so enthält der Calcit 56 % Kalk-

erde und 44 % Kohlensäure. Berücksichtigt man bezüglich der angeführten Analyse die 0,15 % beigemengtes Eisen- und Manganoxyd, so wurden

gefunden		berechnet	Differenz
56,15	Kalkerde	55,92	+ 0,23
43,70	Kohlensäure	43,93	— 0,23
0,15	Eisen- und Manganoxyd	0,15	
100,00		100,00	

wonach die Differenz eine sehr geringe ist.

Hessert fand (um noch eine Analyse zur Vergleichung anzuführen) in dem isländischen Calcit 44,07 Kohlensäure und 55,89 Kalkerde. Die Division mit 44 und 56 in die Procentzahl der Kohlensäure und Kalkerde ergiebt 1,00159 Atome Kohlensäure, 0,99804 Atome Kalkerde, also noch genauer $CaO \cdot CO_2$.

H. Rose fand im Chalkopyrit vom Ramberge im Saynischen in Westphalen 33,40 % Kupfer, 30,47 Eisen, 35,87 Schwefel und 0,27 Quarz, zusammen 101,01. Der letztere ist als Beimengung nicht in Betracht zu ziehen. Dividirt man mit den Atomgewichtszahlen 63,3 für Kupfer, 56 für Eisen und 32 für Schwefel in die bezüglichen gefundenen Procentzahlen, so erhält man die Quotienten

0,54344 für Kupfer,
0,54411 für Eisen,
1,12094 für Schwefel,

und wenn man sie so umrechnet, dass für Eisen die Zahl 1 genommen wird, so ergeben sich

0,99877 für Kupfer,
1,00000 für Eisen,
2,06014 für Schwefel,

woraus man sicher entnehmen kann, dass im Chalkopyrit auf ein Atom Eisen 1 Atom Kupfer und 2 Atome Schwefel enthalten sind. Man könnte daraus die Formel $CuS + FeS$ als die einfachste entnehmen, doch veranlasst die Berücksichtigung anderer Schwefelkupfer enthaltender Minerale und der Verhältnisse des Kupfers und Eisens der Formel $Cu_2S \cdot Fe_2S_3$ den Vorzug zu geben, welche auf 2 Atome Kupfer 2 Atome Eisen und 4 Atome Schwefel vereinigt enthält. Hiernach würde der Chalkopyrit in 100 Theilen 34,54 % Kupfer, 30,55 Eisen und 34,91 Schwefel enthalten und wenn die analysirte Probe 0,27 % Quarz beigemengt enthält, so würde sie in Berücksichtigung dieser ergeben haben müssen

34,45 Kupfer,
30,47 Eisen,
34,81 Schwefel,
0,27 Quarz
100,00.

Da nun 34,40 Kupfer, 30,47 Eisen, 35,87 Schwefel und 0,27 Quarz gefunden wurden, so ersieht man, dass in der Bestimmung des Schwefels eine Differenz von 1,06 vorliegt, welche den Ueberschuss in der Analyse über 100 hervorrief, während der Eisengehalt keine, der Kupfergehalt nur die minime Differenz von 0,05 zeigt.

W. Hampe fand in Gyps von Osterrode am Harz 46,61 Schwefelsäure, 32,44 Kalkerde, 20,74 Wasser, 0,15 Eisenoxyd und Thonerde, zusammen 99,94. Die 0,15 Eisenoxyd und Thonerde sind als Beimengung zu betrachten. Dividirt man mit den Moleculargewichtszahlen 80, 56 und 18 für Schwefelsäure, Kalkerde und Wasser in die bezüglichen Zahlen der Analyse, so erhält man die Quotienten

0,58262	oder	1,0057	für	SO_3
0,57929	„	1,0000	„	CaO
1,15222	„	1,9890	„	H_2O

nach Umrechnung auf ein Molecul CaO. Hieraus ergeben sich ohne Bedenken $2H_2O$, $1CaO$ und $1SO_3$, woraus man für den Gyps die Formel $CaO \cdot SO_3 + 2H_2O$ aufstellte, an Stelle deren man auch die Formel $H_2O \cdot CaO + H_2O \cdot SO_3$ aufstellen kann, den Gyps als bestehend aus Kalkerdehydrat und Schwefesäurehydrat betrachtend. Nach neuerer Auffassung kann man auch dafür schreiben $Ca(OH)_2 + SO_4H_2$, wonach der Gyps aus einem Molecul Calciumhydroxyd und einem Molecul Schwefelsäure bestünde (wobei SO_3 als Schwefelsäureanhydrid bezeichnet wird).

Berechnet man nun die Zusammensetzung des Gypses nach den Verhältnissen $2H_2O$, $1CaO$ und $1SO_3$, so enthält er in 100 Theilen 46,51 Schwefelsäure SO_3, 32,56 Kalkerde und 20,93 Wasser. Berücksichtigt man die 0,15 % Beimengung, welche die Analyse ergab, so wurden

gefunden	berechnet		Differenz
46,61	46,44	Schwefelsäure	+ 0,17
32,44	32,51	Kalkerde	+ 0,17
20,74	20,90	Wasser	— 0,16

wobei sich nur sehr geringe Differenzen ergeben, wie sie bei den besten Analysen vorzukommen pflegen.

Als letztes Beispiel möge die Analyse Berthier's der Adular genannten Varietät des Orthoklas dienen. Er fand in demselben 64,2 % Kieselsäure, 18,4 Thonerde und 16,9 Kali, zusammen 99,5. Dividirt man mit den Moleculargewichtszahlen 60, 102,6 und 94 der Kieselsäure, Thonerde und des Kali in die bezüglichen Procentzahlen der Analyse, so erhält man die Quotienten

1,07000	oder	5,9663	für	SiO_2
0,17934	„	1	„	Al_2O_3
0,17979	„	1,0025	„	K_2O

nach Umrechnung derselben auf 1 Molecul Al_2O_3 und man muss daraus entnehmen, dass der Orthoklas auf 6 Molecule SiO_2 1 Molecul Al_2O_3 und 1 Molecul K_2O enthält, wonach man $K_2Al_2O_4 \cdot Si_6O_{12}$ als Formel desselben aufstellen kann, in welcher die beiden Basen Kali und Thonerde der Kieselsäure gegenüber gestellt sind und aus welcher man sofort ersieht, dass bei dem Verhältniss des Sauerstoffes der Basen zu dem Sauerstoff der Kieselsäure $4 : 12 = 1 : 3$ das den Orthoklas darstellende Silicat ein anderthalbfach saures ist. Bei der Trennung der beiden Basen würde die Formel des Doppelsalzes $2K_2O \cdot 3SiO_2 + 2Al_2O_3 \cdot 9SiO_2$ sein.

Die Ausdrücke $K_2Al_2Si_6O_{16}$ oder $KAlSi_3O_8$ für die chemische Constitution des Orthoklas sind nur eine kürzere Schreibweise an Stelle der Angabe, dass die Berechnung der Analyse zu den Moleculen $1K_2O$, $1Al_2O_3$ und $6SiO_2$ führt. Als rationelle Formel, welche die Zusammensetzung als ein saures Silicat angiebt, wurde z. B. die Formel

$$\left\{\begin{matrix}\left\{\begin{matrix}K^2 \cdot O^2 \cdot (SiO) \\ Al \cdot O^6 \cdot (3SiO)\end{matrix}\right\} \\ 2[O \cdot (SiO)]\end{matrix}\right\}$$

gegeben, oder abgekürzter die Formel

$$\left\{\begin{matrix}\left.\begin{matrix}K^2\\ \overline{Al}\end{matrix}\right\}\cdot O^6\cdot(4\,SiO)\\ O^2\cdot(2\,SiO)\end{matrix}\right\}$$

während als Beispiel einer der Constitutionsformeln des Orthoklas die Formel

$$\begin{array}{ccccccccccccc}
 & & & & O & & & & & & & & \\
 & & & & \| & & & & & & & & \\
O= & Si & - & O & - & Si & - & O & - & Al\overset{O}{\underset{O}{=}} & Si & - & O-K \\
 & | & & & & & & & | & & | & & \\
 & O & & & & & & & | & & O & & \\
 & | & & & & & & & | & & | & & \\
O= & Si & - & O & - & Si & - & O & - & Al\overset{O}{\underset{O}{=}} & Si & - & O-K \\
 & & & & & \| & & & & & & & \\
 & & & & & O & & & & & & &
\end{array}$$

dienen kann.

Aus allen diesen Formeln, welche auf dem Resultat der Analysen, dass der Orthoklas auf 6 Molecule SiO_2 1 Molecul Al_2O_3 und 1 Molecul K_2O enthält, basiren, ersieht man nur die Verschiedenheit theoretischer Ansichten über die Formulirung.

Berechnet man nach den oben angegebenen Zahlen der Moleculargewichte die procentische Zusammensetzung des Orthoklas, um die bei der Analyse gefundenen Zahlen mit den berechneten vergleichen zu können, so erhält man:

gefunden		berechnet		
64,2	Kieselsäure	64,68	oder	64,7
18,4	Thonerde	18,43	„	18,4
16,9	Kali	16,89	„	16,9
99,5		100,00		100,00.

Schliesslich ersieht man auch, dass die Berechnungen durch die Atomgewichtszahlen in dem Sinne etwas differiren können, insofern auch die Atomgewichtszahlen etwas differiren können. Wird nämlich die Atomgewichtszahl des Aluminium 27,5 gewählt (es wurde dieselbe auch = 27,4 gefunden), so würde die procentische Zusammensetzung 64,63 Kieselsäure, 18,49 Thonerde und 16,88 Kali oder kürzer ausgedrückt 64,6 Kieselsäure, 18,5 Thonerde und 16,9 Kali ergeben.

Die beispielsweise durchgeführten Berechnungen zeigen, dass gute Analysen zu einfachen Verhältnissen der mit einander verbundenen Atome oder Molecule führen und dass die Verschiedenheit für dasselbe Mineral aufgestellter Formeln von den theoretischen Ansichten über die Verbindungsweise abhängt, welche in der Chemie erörtert werden.

Die Gänge

von

Professor Dr. **von Lasaulx.**

Gänge sind mit Mineralsubstanz ganz oder grösstentheils ausgefüllte Spalten, welche in den verschiedensten Gesteinen der Erdrinde auftreten.

Nach dieser Definition ergeben sich von selbst die verschiedenen Gesichtspunkte, von denen aus die Gänge in der Gesammtheit ihrer Erscheinungen zu betrachten sind. Darnach zerfällt die Lehre von den Gängen, die Ganglehre, in folgende Abschnitte: 1. Die Topographie der Gänge, d. i. die Beschreibung

der Verhältnisse ihrer Form, ihres Auftretens und der Beziehungen ihrer Lage zu einander und zum Nebengestein. 2. Mineralogie der Gänge, d. i. Beschreibung der Art und Beschaffenheit ihres Ausfüllungsmateriales und 3. Geologie der Gänge, d. i. die Lehre von der Entstehung derselben und zwar sowohl der Spalten- oder Gangräume, als auch der Ausfüllung derselben.

Die Ganglehre ist von grosser Wichtigkeit, nicht nur weil die durch nutzbare Minerale, besonders durch die Erze ausgezeichneten Gänge eine so grosse technische Bedeutung haben und die Gewinnung dieser Erze auf einer genauen Kenntniss der Gangverhältnisse überhaupt beruht, sondern auch, weil gerade die Gänge für die allgemeinen geologischen Verhältnisse der Erdrinde und für die Vorgänge der Mineralbildung und Umbildung das beste und reichhaltigste Beobachtungsmaterial liefern. Bezeichnete doch HAIDINGER die Erzgänge als den wahren Schauplatz der Mineralpseudomorphosen, die für die Theorie der Bildung unseres Planeten von unendlicher Wichtigkeit seien; denn wie uns in den Formen der organischen Wesen der verschiedenen geologischen Perioden ein Fortschreiten, so trete uns in den Pseudomorphosen ein Kreislauf von Veränderungen entgegen.

I. Topographie der Gänge.

a) Form, Ausdehnung, Stellung oder Lage der Gänge.

Von der auf den ersten Blick einleuchtenden und durch alle bisherige Erfahrung bis ins einzelne bestätigten Definition ausgehend, dass alle Gänge nur erfüllte Spalten sind, ergiebt sich zunächst, dass die allgemeine Gestalt von Spalten als bedingend für die Formentwicklung der Gänge gelten muss. Grösse und Ausdehnung der gebildeten Spalten kommen hierbei ebenso wenig in Betracht, wie die Art ihrer Entstehung. Ausgefüllte Spalten, die auf mehrere Meilen mit grosser Breite ihrer Masse durch ganze Gebirgsformationen hindurchsetzen, verdienen den Namen eines Ganges darum nicht mehr, als kleine, nur local auf wenige Fuss hin sich erstreckende, mineralerfüllte Risse oder Klüfte.[1])

Jedoch bedient man sich für die kleineren, unbedeutenden mit Mineralen erfüllten Risse gern der Bezeichnung Trümmer oder Adern. Freilich entspricht dieser letztere vielgebrauchte Ausdruck nicht ganz dem Bilde, das wir uns von einem Gange machen müssen. Eine Ader im menschlichen oder thierischen Körper zeigt einen runden oder elliptischen Querschnitt, während eine Gangader immer eine mehr oder weniger plattenförmige, langgestreckte Gestalt besitzt. Aber da doch zwischen dem Verlaufe des Netzwerkes der Adern im Körper, wenn wir uns dasselbe auf ein Blatt Papier projicirt denken und dem Verlaufe der Gänge in den Gesteinen, wenn wir diesen in ähnlicher Weise durch eine Zeichnung zur Darstellung bringen, so wie er sich uns oft auch an Gesteinswänden ohne Weiteres zeigt, eine ganz unverkennbare Aehnlichkeit besteht, so hat der Ausdruck »Ader« etwas Sprechendes und ist darum gerechtfertigt. Dachte man sich doch zudem auch im ganzen Mittelalter nach der alten aristotelischen Lehre in der That das Innere der Erde mit seinen zahlreichen Erzadern in gewissem Sinne als einen lebendigen, gährenden Organismus, dessen pulsirende Thätigkeit die metallischen Lösungen und Producte durch das Adernnetzwerk hindurchtreibt. Auch dem Bergmann, der den Schätzen der Metalle,

[1]) Eine Classification der in der Erdrinde überhaupt vorkommenden Spalten ist nicht wohl möglich ohne Beziehung auf ihre Genesis. Daher hierauf erst im 3. Theile dieses Artikels zurückgekommen wird.

die auf den Gängen niedergelegt sind, nachspürt, ist es ein willkommenes, verständliches Bild von den Adern der Erze zu sprechen, die ihm zur Freude in edlen Anbrüchen erbluten.[1])

Im Allgemeinen ist die plattenförmige Gestalt der Gänge die der Natur der Spalten entsprechende. Hierbei ist nicht so sehr die Regelmässigkeit der Begrenzungsebenen, als vielmehr das bedeutende Ueberwiegen zweier Dimensionen vor der dritten das charakteristische; d. h. Höhe und Länge überwiegt gegen die Dicke. Die Unregelmässigkeiten der Begrenzungen, d. h. also der Ebenen, welche die Gangspalte einschliessen, sind dabei im Allgemeinen nicht so bedeutend, dass man nicht füglich im Ganzen davon absehen kann. So spricht man denn von Gangplatten. Lage und Abstand der begrenzenden Ebenen bezeichnen die Stellung und die Dimensionen eines Ganges.

Die beiden Begrenzungsflächen eines Ganges werden die Salbänder genannt, die den Gang einschliessenden Wände des Nebengesteines die Gangstösse oder Ulmen.

Der senkrechte Abstand der beiden Salbänder, die hierbei als parallele Ebenen gedacht werden, ergiebt die Mächtigkeit des Ganges. Da die Salbänder in Wirklichkeit auch im Ganzen ziemlich parallel verlaufen und demnach ohne grossen Fehler als parallel angenommen werden dürfen, so kann man sich dieselben auf eine Ebene reducirt denken, die Gangebene.

Die Lage und Stellung des Ganges ist die der Gangebene, sie bestimmt sich nach dem Verhältniss zur Horizontalebene und zur Mittagslinie, dem Meridian. Die Neigung der Gangebene zur Horizontalebene ergiebt sich einfach aus dem Winkel eines Lothes gegen jene; man nennt sie das Fallen oder Einfallen eines Ganges. Es wird dabei die Himmelsrichtung in der Regel mit angegeben, in welcher das Einfallen erfolgt.

Der Winkel, den die in der Horizontalebene gelegene Durchschnittslinie der Gangebene mit dem Meridian bildet, giebt das Streichen eines Ganges an. Dieses wird durch den Compass ermittelt.

Die Ebene des Einfallens steht auf der Ebene des Streichens senkrecht, jene vertical, diese horizontal. Es ist daher klar, dass man, um die Ergebnisse der Bestimmung dieser beiden Verhältnisse eines Ganges graphisch darzustellen, zweier Zeichnungsebenen bedarf, die ebenfalls aufeinander senkrecht anzunehmen sind. Das ergiebt zwei Arten der Darstellung: die eine, wo die Projectionsebene oder die Ebene der Zeichnung die vertical stehende Fallebene ist, pflegt man Profil, Saiger- oder Verticalriss zu nennen (dem Aufriss in der Architectur entsprechend) die andere, wo die Ebene der Zeichnung die Horizontalebene ist, nennt man Grundriss.

Da man in vielen Fällen aus einem Profile ausser dem Einfallen, der Mächtigkeit doch auch die allgemeine Streichrichtung, die senkrecht zur Ebene der Zeichnung liegt, entnehmen kann, so sind Profile meist wichtiger und reichen allein aus. Nur wo Aenderungen und Unregelmässigkeiten im Streichen dargestellt werden sollen, oder wo die Verschiedenheit des Gangstreichens zum Streichen des Nebengesteins anzugeben ist, muss auch der Grundriss hinzukommen.

Es sind diese Verhältnisse im Allgemeinen dieselben, wie sie auch bei der Bestimmung der Schichtenstellung zur Anwendung kommen und wird daher im Artikel »Schichtenlehre« darauf noch einmal zurück zu kommen sein.

[1]) Dieser Ausdruck besonders von den silberreichen Rothgültigerzen gebraucht.

Nach der Verschiedenheit des Fallens unterscheidet man: Saigergänge, mit verticaler (oder fast) Stellung, steile oder tonnlägige Gänge mit einer Neigung von 45—80°, flache Gänge mit einer Neigung von 0—45°.

Das Streichen drückt sich am einfachsten nach den Graden des Compasses aus, um welche die Streichlinie von der mit *o* bezeichneten Linie des Meridians abweicht. Jedoch hat alter Bergmannsgebrauch den Compass auch in 2×12 Stunden, den Tageszeiten entsprechend, eingetheilt, und die Streichrichtung wird dann in Stunden ausgedrückt: ein Gang streicht *hora* 6 bedeutet also, dass er genau von W.—O. streicht, *h.* 12 ist die Meridianlinie selbst. Darnach kann man auch von Morgengängen sprechen, d. h. solchen, deren Streichlinie nahezu von W.—O. geht, und von Mittagsgängen, die von N.—S. streichen. Zwischen diesen liegen die zu den Haupthimmelsrichtungen diagonal streichenden Gänge, die am einfachsten nach der Windrose bezeichnet werden z. B NNO.-Gänge. Die Art der Bezeichnung ist natürlich nicht von Bedeutung; aber da im Englischen und Französischen ebenfalls die Beziehung auf die Windrose oder den einfachen Gradbogen üblich ist, so würden wir auch im Deutschen am besten die alte Angabe nach Stunden aufgeben.[1])

Die Längenerstreckung eines Ganges liegt im Streichen, seine Tiefenerstreckung im Fallen. Beide sind von ganz verschiedener Ausdehnung bei den verschiedenen Gängen. Man nennt dieses das Aushalten eines Ganges.

Streichen und Fallen sind keinesweges constant bei demselben Gange. Aendert er sein Streichen, so sagt man, er wendet sich, er kommt aus der Stunde, ändert er sein Fallen, so richtet er sich auf oder legt sich.

Gänge, die bis an die Oberfläche der Erde empor reichen, beissen aus; es thun das bei weitem nicht alle. Die an der Oberfläche sichtbaren Theile eines Ganges heissen: das Ausgehende. Das Ausgehende von Gängen macht sich an der Erdoberfläche in sehr verschiedener Weise bemerklich. Besteht die Gangmasse aus einem schwerer zerstör- und verwitterbaren Gesteine als das Nebengestein, so ragt das Ausgehende mauerähnlich über die Umgebung empor. Das ist der Fall bei sehr vielen, aus harten, quarzreichen Gesteinen bestehenden Gängen z. B. Quarziten, Porphyren, auch bei Basalten und Laven. Bekannt sind die vollkommen mauerartig aufragenden Basaltgänge im südlichen Schottland, die bei grosser Mächtigkeit oft gewaltige Rücken darstellen. Ganz besonders ausgezeichnet sind auch in dieser Beziehung die Erscheinungen der Gänge in der Valle del Bove am Aetna, wo aus dem mehr verwitterten Mantel des Berges dieselben, zahlreich bei einander stehend, oft wie die Coulissen eines gigantischen Theaters als ebene Wände mit grotesken Conturen emporsteigen. In seinem Aetna-Atlas hat Sartorius von Waltershausen solche Gangbildungen gezeichnet, die zu den merkwürdigsten Formen dieser Art gehören.[2])

Quarzgänge, oft von grosser Mächtigkeit, die auf weite Strecken aus dem Gebirge aufragende, klippenreiche Kämme bilden, sind ziemlich häufig. Ein schönes Beispiel dieser Art bietet der Quarzitgang des sogen. Pfahl im ostbayrischen Waldgebirge, der zwischen Gneissgranit und schiefriger Hälleflinta und Gneiss gelagert, als ein aufragender durch seine Formen auffallender Felsenkamm über 30 Stunden weit sich hinzieht. In ganz ähnlicher Weise erstreckt sich ein solcher Quarzitzug im Böhmerwald auf 12 Meilen weit von Vollmann bis in

[1]) Bezüglich der Methoden zur genaueren Ausführung dieser Messungen muss auf eine Bergbaukunde verwiesen werden, z. B. Alb. Serlo, Leitfaden zur Bergbaukunde. Berlin 1878.

[2]) Siehe auch Sartorius-Lasaulx, Der Aetna, Bd. II. Taf.

die Gegend von Hals. Wenn auch hier nicht von eigentlichen Gängen, sondern von mächtigen Quarzlagern die Rede ist, so sind die Verhältnisse doch ganz die gleichen auch bei echten quer durch die Schichtensysteme aufsetzenden Gangausgehenden.

Burat beschrieb den Quarzgang l'Inglesita bei dem Dorfe El-Hoyo in der Sierra de los Santos; derselbe bildet einen 200 Meter langen Ausstrich, der einerseits vertical, andererseits geneigt abfällt und bis 10 Meter hoch ist.

Durch die weissen Kreidekalke der Euganäischen Berge bei Padua ziehen rothgefärbte Feuersteintrümmer hindurch, die stets aufragende Leisten bilden, oft quer über die Strassen hinübergreifend und an den Steilwänden wie Gesimse vorspringend.

Auch bei Erzgängen ist diese Erscheinung keinesweges selten. Auf den flach abgerundeten Rücken der devonischen Formation im Gebiete der oberen Sieg, sieht man häufig die dort zahlreich vorhandenen Gänge ihre Ausgehenden durch die weisse Farbe der Gangminerale, Quarz und Kalkspath, deutlich weithin auf dem braungrauen Schiefergesteine markiren, auch ohne dass dieselben gerade bedeutend aufragen.

Die Veta Cantera bei Zacatecas in Mexico, ein fast 2 Meilen weit fortsetzender Gang, ist nach Burkart durch sein Ausgehendes merkwürdig, welches in hohen Felskämmen von festem dichtem Quarze aufragt.[1])

Auf der Landenge von Panama setzen nach Boucard im Porphyr sehr viele goldführende Quarzgänge auf, welche ebenfalls in Folge der Zerstörung des Nebengesteins wie Mauern hervorstehen, weithin sichtbar sind und *crestones* genannt werden.

Auch der umgekehrte Fall tritt ein, dass die Ausfüllungsmasse eines Ganges leichter zerstörbar ist, wie das Nebengestein. Das Ausgehende eines solchen Ganges wird dann durch eine geradlinig, grabenförmig verlaufende Vertiefung bezeichnet.

Zahlreiche Gesteinsgänge verschiedener Art, Porphyr, Melaphyr, Basalt setzen durch die Sandsteinplatten und Terrassen hindurch, welche besonders an der westlichen Küste die Ufer der Insel Arran in Schottland bilden. Die verschiedene Härte der Ganggesteine bewirkt, dass einige dem erodirenden Einfluss der Meereswellen einen grösseren Widerstand bieten, als die rothen Sandsteine, andere dagegen schneller aufgelöst werden. Mauerartige Ausgehende der ersteren wechseln daher mit canalartig vertieften der letzteren Gänge ab. Auf einer nur halbstündigen Wanderung längs der Küste, welche immer über die fast horizontalen Bänke des Sandsteines hinführt, kann man von beiden Arten wohl einige Dutzend überklettern oder überspringen.

In vielen Fällen ist aber auch die Begrenzung von Gängen an der Erdoberfläche dadurch noch eine besonders eigenthümliche, dass sie mit Decken, Strömen oder Kuppen desselben Gesteines oder von ähnlicher Mineralzusammensetzung in Verbindung stehen. Dieses ist besonders bei den Eruptivgesteinen eine häufige Erscheinung.

Jedoch kommt eine solche, gewissermaassen überfliessende Gangbildung auch bei Erz- und Mineralgängen vor. Naumann führt in seiner Geognosie[2]) einige Beispiele dieser Art an, von denen nur eins hier wiederholt sein mag.

Auf der griechischen Insel Mykone wird der aus arkoseähnlichem Sandstein

[1]) Naumann, Geognosie. Bd. III. Lief. III. pag. 535.

[2]) l. c. pag. 537.



zusammengesetzte Berg bei Maurospilia von mehreren aus Brauneisenerz und Baryt bestehenden, ostwestlich streichenden Gängen durchsetzt; der mächtigste derselben, welcher 'am ganzen Gipfel des langgestreckten Berges hinläuft, besteht an beiden Salbändern fast 1 Fuss breit aus Brauneisenerz, in der Mitte ½ Fuss breit aus Baryt. An ihren Ausgehenden hängen alle diese Gänge ganz stetig mit einer bis 6 Zoll dicken, aus Brauneisenerz und etwas Baryt bestehenden Decke zusammen, welche über die obere Region des Berges mantelförmig ausgebreitet liegt. VIRLET, der diese Erscheinung beschrieb, erkannte darin ein interessantes Beispiel des Ueberfliessens von Erzgängen.[1])

Die Teufe, bis zu welcher Gänge hinuntergehen, ist in vielen Fällen unbekannt, für den Bergmann gehen sie dann in die ewige Teufe. Jedoch wird bei vielen Gängen auch die Grenze dieser Dimension erreicht.

Ihre Begrenzung in der Längserstreckung, im Streichen finden die Gänge in verschiedener Weise: sie keilen aus, wenn sie nach und nach an Mächtigkeit abnehmen und sich endlich ganz verlieren, sie setzen ab, wenn ein anderer Gang oder eine andere Gebirgsmasse sie durch Vorlegen plötzlich abschneidet.

Die Mächtigkeit der Gänge ist sehr verschieden; sie beträgt oft nur wenige Zoll, manchmal viele Meter. Unter den Gängen am Aetna finden sich solche von 30 und mehr Meter Mächtigkeit, welche in unverändert geradlinigem Streichen bis zu 10 und 15 Kilom. aushalten. Die Basaltgänge im südlichen Schottland, von denen einige im Streichen auf viele Stunden verfolgt werden können, haben oft 10 und mehr Meter Mächtigkeit. Auch bei eigentlichen Erzgängen ist sowohl die Mächtigkeit als auch das Aushalten im Streichen oft ein sehr bedeutendes. Der goldführende Muttergang (Mother lode) in Californien erstreckt sich nach BURKART[2]) vom Mont Ophir in Mariposa bis an den Consumnes river in Amador über 70 engl. Meilen weit bei einer Mächtigkeit, die zwischen ½ und 10 Meter schwankt. Die Gänge des sog. Holzappler Zuges an der Lahn ererstrecken sich auf ca. 7 geogr. Meilen von Peterswalde bis Holzappel und überschreiten bei St. Goar den Rhein. Dabei ist die Mächtigkeit der Gänge selten mehr als 30—60 Centimeter. Die Erzgänge des Oberharzes erreichen ebenfalls oft eine Mächtigkeit von 10—20 Lachtern, jedoch sind es dann mehr gedrängte Gangzüge als wirkliche Einzelgänge, denen diese Mächtigkeit zukommt.

Ueberhaupt darf bei allen Angaben über die Dimensionen der Erzgänge nicht vergessen werden, dass sich dieselben in vielen Fällen nur auf die Theile eines Ganges beziehen, die durch ihren Erzreichthum bauwürdig sind; daher in vielen Fällen das Aushalten eines Ganges besonders auch nach der Teufe grösser ist, als die Angaben, die der Bergbau liefert. Wenn man so oft hört, dass nach der Tiefe zu ein Gangbergbau eingestellt worden ist, so hat dieses keineswegs die Bedeutung, dass der Gang selbst dort sein Ende gefunden; es hat entweder seine Erzführung sich geändert und ungünstiger gestaltet oder aber die weit bedeutenderen Kosten der tieferen Bauten, oder andere technische Schwierigkeiten z. B. bedingt durch die übermässig gesteigerten Zuflüsse an Grubenwassern, haben das Aufhören des Bergbaues zur Folge gehabt; der Gang als solcher setzt in die Teufe fort.

Zu den tiefsten noch betriebenen Grubenbauten auf Erzgängen gehören die von Clausthal und Andreasberg im Harz, die nahezu 1000 Meter Tiefe erreicht

[1]) Bull. de la Soc. géol. t. III. 1832/33. pag. 202.

[2]) N. Jahrb. f. Min. 1870. pag. 41.

haben. Auch hier ist in keinem Falle ein eigentliches unteres Ende der Gänge erreicht worden.

Sehr gewöhnlich ist bei den Gängen ein häufiger Mächtigkeitswechsel in ihrem Verlaufe. Sie werden schmäler, d. h. die Salbänder rücken einander näher, der Gang verdrückt sich, oder er wird breiter, er thut sich auf. Die Beschaffenheit der Salbänder, die keinesweges immer scharf ausgesprochene Begrenzungsflächen darstellen, erschwert in manchen Fällen die genaue Abgrenzung einer Gangmasse.

Die vollkommene Verdrückung eines Ganges führt zur Auskeilung. Wiederholt sich eine solche mehrmals im Verlaufe des Gangstreichens, so wird der Gang zu einem System aneinander gereihter ellipsoidischer oder linsenförmiger Stücke und solche Gänge heissen Lenticulargänge.

Mit zunehmender Mächtigkeit nimmt ein Gang mehr und mehr den Charakter eines Stockes oder Stockwerkes an, bei welchem die Verhältnisse der 3 Dimensionen nahezu die gleichen sind.

Besonders häufig ist die Erscheinung der Theilung oder Zertrümmerung einer Gangspalte und darnach auch der Gangmasse selbst. Ein Gang gabelt sich, d. h. er zweigt sich in einzelne kleinere Gänge oder Trümmer auseinander. Diese Abzweigungen haben meist nur ein unbedeutendes Aushalten, sie keilen sich bald wieder aus oder vereinigen sich, schaaren sich wieder mit dem Hauptgange. Solche Vereinigungsstellen oder Schaarungslinien sind oft für die Erzführung von Bedeutung.

Zu einer Hauptgangspalte gehören in der Regel auch parallel verlaufende, begleitende Nebenspalten, Seiten- oder Paralleltrümmer. Sie hängen in ihrer Entstehung von der Hauptspalte unmittelbar ab, wie das im Folgenden noch eines Näheren erörtert werden wird und zeigen dieses meist auch durch die Uebereinstimmung in ihrer Ausfüllung. Solche Gefährten sind oft zu beiden Seiten eines Ganges zahlreich vorhanden, immer nur untergeordnet an Erstreckung und Mächtigkeit. So entstehen Uebergänge zu den zusammengesetzten Gängen.

Diese, die oft als solche, im Gegensatze zu den einfachen, eigentlichen Gängen, unterschieden werden, bestehen nur aus einer Ansammlung meist dicht nebeneinander in einem besonderen Gestein aufsetzender Trümmer; der eigentliche Gang wird in diesem Falle durch das Gestein gebildet. Die Grenze desselben gegen das Nebengestein ist oft durch scharfe Salbänder bezeichnet, dagegen sehr oft eine Grenze besonders deshalb nicht genau zu ziehen, weil die kleinen Gangtrümmer in das Nebengestein hinübergreifen und sich darin erst allmählich verlieren. Manchmal ist bei solchen zusammengesetzten Gängen das Ganggestein auch nur ein mehr oder weniger verändertes Nebengestein. In solchen Fällen ist es natürlich nicht ganz zutreffend, die Schaar der aufsetzenden Trümmer als einen Gang zu bezeichnen..

Die Erzgänge von Kremnitz in Ungarn bestehen aus Klüften, welche den tertiären Grünsteintrachyt durchsetzen. Viele solcher Klüfte, parallel neben einander liegend, werden als ein zusammengesetzter Gang aufgefasst und in diesem Sinne ist auch die Angabe über die bis zu 20 und mehr Meter betragende Mächtigkeit der dortigen Gänge zu verstehen. Die kleinen Trümmer setzen in einer Zone des zu thonigen Massen aufgelösten Gesteines auf und führen Quarz resp. Hornstein mit Gold und Silber enthaltenden Kiesen. Der Ausdruck »Gangzone« würde daher füglich richtiger sein. Auch die Gangtrümmerzone der Grube Alt-

glück unfern Uckerath zwischen Rhein und Sieg gelegen, wird in diesem Sinne als ein zusammengesetzter Gang bezeichnet, der sich auf eine Länge von 600 Meter im Streichen bauwürdig verfolgen lässt.[1])

Jedenfalls lässt sich der Unterschied solcher sogen. zusammengesetzter Gänge gegen eigentliche Gangzüge wohl nur schwer feststellen und besteht nur in den geringeren Dimensionen der Trümmerzüge bei den ersteren; wenn daher diese Unterscheidung in einfache und zusammengesetzte Gänge, wie sie zuerst von COTTA aufgestellt wurde, wohl für die bergmännische Praxis einige Bedeutung haben mag, so ist sie doch geologisch und genetisch keineswegs durchgreifend und nicht gerechtfertigt.

Liegen vollends, wie das bei einigen der als zusammengesetzte Gänge geltenden der Fall ist, die einzelnen erzführenden Trümmer in einem besonderen Ganggesteine, so ist dieses natürlich selbst als der einfache Gang anzusehen, indem die Trümmer eben nur eine besondere Art der Ausfüllung darstellen.

Wichtiger, besonders auch mit Rücksicht auf die geologisch-genetischen Verhältnisse, erscheint es, isolirte Einzelgänge von Ganggruppen oder Gesellschaften zu unterscheiden. Das Charakteristische in der geologischen Verschiedenheit beider ist nicht ganz von den Betrachtungen über ihre Entstehung loszulösen, bei einigen Beispielen aber tritt sogleich die Bedeutung dieser Unterscheidung hervor.

Der durch seine ausgezeichnete Erzführung berühmte Comstock Lode bei Virginia City in Nevada ist ein gutes Beispiel eines solchen Einzelganges. Er tritt theils ganz in sogen. Propyliten, älteren trachytähnlichen Gesteinen auf, theils an der Grenze dieser gegen den Syenit. Ihn begleiten auf beiden Seiten Trachyt und Andesit, aber keinerlei mit ihm parallele andere Gänge. Seine Entstehung ist nicht durch Vorgänge veranlasst worden, die gleichzeitig andere Gangspalten in der Nähe öffneten und erfüllten

In etwas anderem Sinne kann als Beispiel eines Einzelganges der Bleierz- und Blendeführende Gang des sogen. belgischen Bleiberges bei Montzen, nahe der deutsch-belgischen Grenze gelten. Nicht in der Art der Entstehung seiner Spalte oder in der Mineralerfüllung liegt hier der Grund seiner isolirten Stellung. Sie ist vielmehr in seinem Verhalten zu den Formationsgliedern zu sehen, in denen er auftritt.

Er ist der einzige bekannte belgische Gang, der durch den Kohlenkalk und ebenso durch die unteren Schichten der kohlenführenden Schiefer mit gleicher Erzführung hindurchsetzt.

Der Kohlenkalk bildet zwischen den Dörfern Moresnet und Sippenaeken eine etwa 2 Kilom. breite Zone zu schönen Sätteln und Mulden gefalteter Schichten, die in ihrer ganzen Breite von dem von NW.—SO. streichenden Gange durchsetzt werden. Der Gang ist dann noch auf 5 Kilom. in dem Gebiete der kohlenführenden Schichten bekannt, die sich weiter westlich an die Kalksteinzone anlegen und nach Holland sich fortsetzen. Am Contact zwischen Kohlenkalk und Kohlenschiefer ist der Gang zu einem mächtigen Lager erweitert.

Kleinere oder grössere begleitende Gänge sind nicht in dem Gebiete bekannt, dennoch kann nicht die Spaltenbildung als Ursache der Isolirtheit dieses Ganges gelten. Denn mit parallelen Streichen treten sowohl auf der belgischen Seite bis in die Gegend von Philippeville, als auch auf der preussischen Seite von

[1]) GRODDECK, Lagerstätten der Erze. Leipzig 1879. pag. 33.

Aachen in der Gegend von Stollberg zahlreiche Bleierz- und Blendeführende Gänge auf. Jedoch sind alle diese an den Kohlenkalk gebunden, und wo die Fortsetzung einer Gangspalte in das eigentliche Koblengebirge nachzuweisen ist, da erscheint sie nicht mehr als Erzgang, sondern nur als eine mit taubem Gesteins- und Trümmermaterial erfüllte Verwerfungskluft.

Nur durch den Umstand erhält also der Gang des belgischen Bleiberges den Charakter als Einzelgang, dass er eben seine Erzführung auch in den kohlenführenden Schichten beibehält. Wenn es auch nicht möglich ist, hierfür einen bestimmten Grund anzugeben, so müssen doch gewisse geologische Vorgänge dieses Ausnahmeverhalten bedingt haben.

In anderen Fällen kann auch die besondere Beschaffenheit der ausfüllenden Minerale für einen Gang eine Einzelstellung bedingen.

In gleichem Sinne sind auch viele Gesteinsgänge als Einzelgänge anzusehen, wenn auch in demselben Gebiete noch andere Gänge von Gesteinen auftreten, die aber genetisch mit jenen nichts zu thun haben. Jeder Gang von Lava, der durch den Mantel des Aetna hindurchsetzt — in der Valle del Bove, dem berühmten Flankenthale dieses Vulkanes zählt man solcher Gänge mit Hunderten — sofern er nicht von Seitentrümmern begleitet ist, kann als ein solcher Einzelgang bezeichnet werden, denn der Vorgang seiner Entstehung erzeugt eben nur den einen Gang; ein erneuerter Prozess ist nöthig, um einen anderen hervorzubringen.

Freilich wird man auch bei den Einzelgängen nur in wenigen Fällen einzelne abzweigende oder parallel verlaufende Trümmer vermissen, aber ihre untergeordnete Grösse und die Abhängigkeit vom Hauptgange, die Gemeinsamkeit ihrer Mineralführung mit diesem wird doch auch äusserlich dessen Charakter als isolirten oder Einzelgang nicht beeinträchtigen.

Wesentlich anders ist das Verhältniss der Gruppengänge oder Ganggesellschaften.

b) Gänge in ihrem Verhältniss zu einander und zum Nebengestein.

Es ist weitaus die gewöhnliche Erscheinung, dass die Gänge sich in gewissen Gebieten zahlreicher zusammenfinden und die Beziehungen derselben sowohl in ihrer gegenseitigen Lage als auch in Bezug auf die Gemeinsamkeit oder Verschiedenheit ihrer Mineralausfüllung ist dann von grosser Wichtigkeit.

Während in einzelnen Gebieten die Gänge in überaus grosser Zahl bekannt sind, und auch in deutlich zusammengehörige Gruppen sich vertheilen, erscheinen sie in anderen Gebieten nur seltener, fehlen oft fast ganz. Freilich ist auch hierbei zu bemerken, dass ja vorzüglich nur die Erzführung oder wenigstens die Ausfüllung mit einem nutzbaren Minerale die Aufmerksamkeit auf eine Gangspalte leitet. Nicht alle Gebiete, in denen keine Erzgänge bekannt sind, sind darum frei von Gängen. Nur ist ihre Ausfüllungsmasse nicht verwendbar und ihr Vorkommen daher nicht gesucht und beachtet.

Eine Ganggruppe oder eine Gesellschaft zusammengehöriger Gänge bestimmt sich ausser durch den localen Verband ihres Auftretens, durch die Beziehungen ihrer Lage und endlich auch durch die Gemeinsamkeit ihrer Ausfüllungsminerale.

Streichen und fallen in einem Gebiete mehrere Gänge parallel, so nennt man sie Parallelgänge oder einen Gangzug. Sie kommen dann natürlich untereinander nicht zur Berührung, liegen jedoch oft so nahe, d. h. also durch eine so wenig dicke Zwischenwand des Nebengesteins getrennt, dass nur geringe Ab-

lenkungen des einen derselben, sei es im Fallen oder Streichen, dennoch eine solche Berührung zu Wege bringt. Sie schaaren sich, nennt dies der Bergmann. Bleiben sie, ehe sie wieder auseinander gehen, eine Zeitlang in Berührung, so heisst dies, sich schleppen. Parallelgänge oder Gangzüge gehören in den meisten Fällen auch zu einer genetisch und mineralogisch gleich charakterisirten Ganggruppe.

Gänge, die kein paralleles Fallen oder Streichen besitzen und einander benachbart sind, müssen sich durchschneiden.

Sind zwei Gänge im Streichen parallel, aber von entgegengesetztem Einfallen, so durchfallen sie sich, sie bilden ein Durchfallkreuz. Wenn sie aber im Streichen, d. h. also in der Längserstreckung sich durchkreuzen, so bilden sie ein Gang- oder Schaarkreuz. Dasselbe kann entweder mehr rechtwinkelig sich gestalten oder sehr spitze Winkel bilden. Im letzteren Falle macht es für die Wechselverhältnisse der beiden Gänge noch einen Unterschied, ob sie nach derselben Richtung einfallen oder nicht, d. h. gleichsinnig oder widersinnig fallen. Diese Verhältnisse werden vor Allem von Bedeutung, wenn Gänge bei der Durchkreuzung sich gegenseitig aus ihrem regelmässigen Weiterstreichen ablenken oder in den einzelnen Theilen verschieben, d. h. sich verwerfen.

(Min 80–82.)

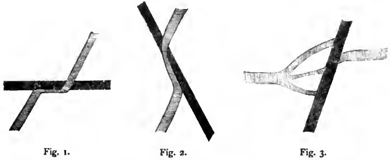


Fig. 1. Fig. 2. Fig. 3.

Störungen, die ein Gang durch einen anderen erleidet, der ihn im Streichen oder Fallen durchkreuzt, kann man in Gangablenkungen und Verwerfungen unterscheiden.

Erscheinungen dieser Art gehören zu den allerhäufigsten und bieten die vielartigsten Verhältnisse dar. Oft schleppt ein Gang, der einen anderen durchsetzt, diesen auf eine Strecke weit mit, ehe derselbe dann in seine alte Richtung übergeht und zwar kann dieses sowohl im Streichen als auch im Fallen erfolgen. Fig. 1 u. 2.

Oft ist eine Gangablenkung mit einer Zertrümmerung verbunden Fig. 3. Auch kommt der Fall vor, dass beide sich durchkreuzende Gänge zugleich eine Ablenkung erfahren.

Alle Verhältnisse dieser Art lassen sich an kleinen Handstücken von schwarzem Kieselschiefer, der oft von zahlreichen feinen Trümmern weissen Quarzes durchzogen wird, auf das schönste verfolgen und studiren. Da finden sich auf kleinem Raum und in kleinem Maassstabe alle Erscheinungen copirt, die wir im Grossen an den Gangklüften in den Gesteinen wahrnehmen. Darin erkennen wir zugleich, dass die mechanische Zertrümmerung und Zerspaltung in den Gesteinen die gemeinsame Ursache von beiderlei Erscheinungen ist.

Die Gangablenkung ist ein Vorgang, der in der ursprünglichen Spaltenbildung bedingt war. Die schon vorhandene Gangspalte oder Kluft, war dieselbe schon erfüllt oder nicht, wirkte ablenkend auf eine später aufreissende Spalte. Nur so erklären sich die häufigen Erscheinungen vollkommener Verschmelzung und gleichzeitiger Ausfüllungsmasse beider Gänge an solchen Ablenkungen und die nur an der einen Spalte erfolgende Zertrümmerung bei der Annäherung an die andere, bereits vorhandene. Endlich vor Allem die oft nach entgegengesetzten Richtungen erfolgende Umbiegung der einzelnen Gangtrümmer, die nicht auf eine in gewisser Richtung erfolgte gemeinsame Verschiebung zurückgeführt werden kann, sondern nur in den die Richtung der aufreissenden einzelnen Spaltentheile bedingenden ablenkenden Einflüssen der schon vorhandenen anderen Spalte und der damit im Zusammenhange stehenden verschiedenen Widerstandskraft des Gesteines, indem die abgelenkte Gangspalte aufreisst, ihren Grund haben kann.

Es ist sonach das Charakteristische für die Gangablenkungen, dass der abgelenkte Gang der jüngere, der ablenkende der ältere ist. Darin beruht der Unterschied derselben gegen die Verwerfungen, die bezüglich ihrer Erscheinungen allerdings mit jenen die grösste Aehnlichkeit haben und früher auch mit ihnen fast durchweg zusammengeworfen wurden.

Eine Verwerfung ist ebenfalls die Folge der Durchkreuzung zweier Gangspalten oder Klüfte, wobei jedoch der in seinen Theilen auseinandergeschobene d. i. also abgelenkte Gang der ältere, dagegen der ablenkende oder verwerfende Gang der jüngere ist. Bei einer Verwerfung fand also eine Bewegung der beiden Gebirgstheile gegeneinander statt, die durch eine neu aufreissende Spalte getrennt wurden, während dieses bei der Gangablenkung nicht nothwendig der Fall war. Die Anzeichen der stattgehabten Bewegung zeigen sich bei der Verwerfung darum auch in Rutschflächen, in den durch die Bewegung geschrammten oder glatt polirten Harnischen oder Spiegeln. In der Lage der Schrammen auf den gegeneinander gleitend bewegten Gesteinswänden erkennt man die Richtung des Gleitens und oft die Wiederholung ungleichartiger Bewegung.

Die Bewegung der beiden Stösse einer verwerfend wirkenden Spalte bedingt natürlich ein Verschieben der beiden Wände des Nebengesteines und der darin etwa vorhandenen Gänge. Es entsprechen sich die nach der Bewegung einander gegenüberliegenden Theile des Nebengesteines nicht mehr und ebensowenig passen die beiden vorher zusammengehörigen Gangebenen noch aufeinander. Es kann die Verschiebung der beiden Theile entweder nur in der Verticalebene oder nur im Grundriss oder in beiden zugleich zum Ausdruck kommen. Das hängt von der Stellung des verwerfenden Ganges und dem Verhältniss seiner Lage zu der verworfenen Schicht oder dem verworfenen Gange ab.

Es unterscheiden sich in diesen Verhältnissen die Gangverwerfungen in nichts von den Schichtenverwerfungen; in dem Kapitel über die Schichtenlehre wird daher eingehender über dieselben zu sprechen sein. Hier mag nur kurz wenigstens das Allgemeine Erwähnung finden.

Die Verschiedenheiten in der Erscheinung einer Verwerfung, wie sich dieselbe in einer Profil- oder Grundrisszeichnung darstellt, hängen von dem Verhältnisse des Fallens und Streichens des verwerfenden zu dem verworfenen Gange ab. Haben zwei Gänge, von denen der eine den anderen verwirft, ein gleiches Streichen, so nennt man die Verwerfung eine streichende, die stattgehabte Verschiebung liegt natürlich nur in der Fallebene und kann daher auch nur

im Profile zur Darstellung kommen, gleichgiltig, ob die beiden Gänge gleiches oder wiedersinniges Einfallen besitzen. Fig. 4.

Steht aber das Streichen der beiden Gänge aufeinander senkrecht (querschlägige Verwerfung) so tritt die stattgehabte Verschiebung nur in einer Grundrisszeichnung deutlich hervor (Fig. 5). Ebenso dann, wenn die beiden Gänge unter spitzen Winkeln sich durchsetzen (spiesseckige Verwerfung) (Fig. 6). Stehen

(Min. 83—85.)

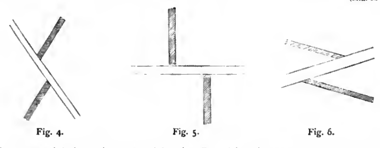


Fig. 4. Fig. 5. Fig. 6.

die Gänge dabei vertical, so giebt der Grundriss ein ganz vollkommenes Bild; bei tonnlägigen oder flachen Gängen aber werden die Verhältnisse nur durch perspectivisch schematische Darstellung vollkommen deutlich gemacht werden können. Dazu dienen recht zweckmässig Modelle, die aus verschiebbaren Glasplatten zusammengesetzt werden. (Fig. 7, in welcher die auf ihre Gangebene reducirten Gänge perspectivisch als Glasplatten gezeichnet sind).

(Min. 86.)

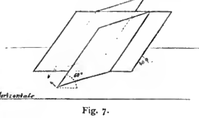


Fig. 7.

Dass endlich auch die Lage der verworfenen Gangstücke zum Verwerfer noch Unterscheidungen bedingen, je nachdem der im Hangenden oder Liegenden des letzteren sich befindende Theil des ersteren in der höheren oder tieferen Lage sich findet, das mag hier ebenfalls nur erwähnt sein, und wird des Näheren wegen auf den Artikel »Schichtenlehre« verwiesen.

Verwerfungen haben oft die Bildung neuer Hohlräume in den Gangspalten zur Folge, auf denen eine veränderte Mineralausfüllung Platz findet. Das kann besonders dann eintreten, wenn die Salbänder der Gänge eine unregelmässige, wellige Gestaltung haben und darnach bei einer Verschiebung die gegenüberliegenden Theile nicht aufeinender passen.

Die Beziehungen der Gänge zum Nebengestein, die sich im Verhältnisse des Gangstreichens zum Streichen der Schichten oder zu den Grenzen besonders abgeschlossener Gesteinsmassen aussprechen, sind gleichfalls von geologischer Wichtigkeit und hängen meistens mit genetischen Vorgängen innig zusammen.

Die Gänge besitzen entweder ein mit den Schichten gemeinsames Streichen oder sie setzen quer, recht- oder schiefwinkelig durch dieselben hindurch. In ersterem Falle kann ihr Charakter als Gang oft nur schwierig erkannt werden und sie nehmen dann geradezu den Charakter von Schichten an, wenn sie mit diesen auch ein gemeinsames Einfallen besitzen. Das ist z. B. oft der Fall bei Gängen von Eruptivgesteinen, die schichtengleich als parallele Platten einem

einem Schichtensysteme eingeschaltet erscheinen, die sogen. Intrusivgänge. Oft biegt auch ein quer durch die Schichten hindurchsetzender Gang in dieselben um und lagert sich zwischen dieselben. Zahlreiche der als parallele Platten den Tuffen des Aetnamantels eingeschaltete Lavamassen sind als solche intrusive Gänge anzusehen. Das kommt ebenfalls bei anderen Gesteins- und auch bei Mineral- und Erzgängen nicht selten vor. Die schichtenähnlichen Basaltinjectionen, wie sie z. B. auf den Inseln Coll und Barra im Gneiss, auf der Insel Skye in den Schichten der Juraformation und nach GEIKIE in ausgedehntem Maasse auch auf den Inseln Raasay, Mull und Eigg auftreten, wo an einer Localität mehr als 20 theils sehr schmale, theils 2—3 Meter mächtige Lager von Dolerit, Anamesit, und Basalt zwischen die Gesteine der Juraformation eingeschaltet sind[1]) und viele andere vulkanische Gegenden liefern hierzu Beispiele. Solche streichende Gänge, die mit gleichsinnigem Fallen einem Schichtensysteme eingeschaltet erscheinen, pflegt man im Allgemeinen als Lagergänge zu bezeichnen.

Meist zeigen die Ganggruppen oder Zonen eines an Gängen reichen Gebietes, eines Gangnetzes, wie dieses treffend bezeichnet wird, wenn die Gänge zahlreich sich durchkreuzen, eine auch in ihrer Ausfüllung sich ausprägende Verschiedenheit, je nachdem sie zu dem allgemeinen Streichen der Gebirgsschichten gestellt sind. Die Querspaltengänge zeigen ein anderes Verhalten, als die Längsspaltengänge. Zur Unterscheidung der Gänge und Ganggruppen bezüglich dieser Stellung zu dem Streichen der Gebirgsschichten erscheint die auch für andere Verhältnisse (z. B. Thäler) allgemein gebräuchliche Bezeichnung: Transversal- und Longitudinalgänge wohl zweckmässig. Dass aus dieser Stellung nicht immer unmittelbar ein Schluss auf die Genesis der Gänge gezogen werden kann, dass aber dennoch dieselbe und besonders die der Ganggruppen zu den Schichtensystemen von genetischen Verhältnissen abhängt und dass daher auch in Gebieten von gemeinsamen Schichtenbau, gewisse Gangrichtungen immer die vorherrschenden sind, das ist durch viele Beispiele festgestellt und wird im Folgenden noch eines Näheren erläutert werden.

In dem an Gängen, sowohl Gesteinsgängen, vorzüglich Basalten, als auch Erzgängen ganz aussergewöhnlich reichen Gebiete der unterdevonischen Formation in der Gegend von Siegen, und namentlich zwischen den Flüssen Sieg und Heller tritt ein solches Verhältniss auf das deutlichste hervor.

Das Gangnetz dieser Gegend ist so reich, wie es kaum anderwärts im rheinischen Schiefergebirge vorkommt. Die Gänge setzen meistens in Querspalten auf, sind demnach Transversalgänge, stellenweise aber auch auf Längsspalten. Gerade diese letzteren, die Longitudinalgänge, sind bezüglich ihres Aushaltens im Streichen ausgezeichnet und bedingen die allgemeine Richtung der Hauptgangzüge dieses Gebietes. Diese geht von NO.—SW. also nahezu übereinstimmend mit dem Streichen der Bänke der Devongruppe, das zwischen Stunde 4 und 5 mit einem südsüdöstl. Einfallen liegt. In diesem Streichen nahezu liegen die Gangzüge des Hollerterzuges, Erz- und Basaltgänge in innigem Verbande, ebenso der Ohligerzug, der aus dem Thale von Daaden hinüber streicht bis in das Hellerthal bei Struthhütte u. a. Es gehören diese auch bezüglich ihrer Mächtigkeit und Ergiebigkeit zu den bedeutendsten des ganzen rechtsrheinischen Erzreviers.

In sich aber sind diese Gangzüge, die zugleich die trefflichsten Beispiele von

[1]) Quart. Journ. of geol. Soc. XXVII. 1871. 297.

zusammengehörigen Ganggruppen bieten, ausser durch den Parallelismus im Streichen und Einfallen auch durch eine gleichartige Beschaffenheit der Gangausfüllungsmasse charakterisirt.[1]) In beiden spricht sich der innige genetische Zusammenhang aus, der diese Gruppen verbindet.

Ausser den im Vorhergehenden aufgeführten beiden Arten der Gruppirung der Gänge in einem Gebiete bezüglich ihres Streichens, Parallelgänge oder sich durchquerende Netzgänge, kommen auch solche Ganggruppen vor, bei denen die Gänge von einem Punkte aus strahlenförmig oder fächerförmig verlaufen: Strahlengänge. Sehr ausgezeichnet soll nach von Groddeck dieser Fall am Oberharze ausgeprägt sein, wo die Gänge nach drei Richtungen, unter denen zwei besonders stark entwickelt sind, von einem Punkte ausstrahlen.[2])

Die ausgezeichnetsten Beispiele einer solchen strahlenförmigen Gruppirung von Gängen liefern aber die Vulkane, bei denen von dem Eruptionscentrum aus die Lavagänge mit genau radialer Richtung nach allen Seiten durch den Kegel des Berges hindurchziehen, wie dieses ganz besonders schön an den Gängen des Aetna zu sehen ist. Die auf einen gemeinsamen Mittelpunkt verweisende radiale Stellung der Gänge einer gewissen Eruptionsepoche hat Sartorius von Waltershausen sogar benutzt, um die Lage der jedesmaligen Eruptionscentren daraus zu berechnen.

Auch in Gebieten längst erloschener vulkanischer Thätigkeit, bei denen das alte Centrum in der Oberflächenconfiguration nicht mehr wieder zu erkennen ist, pflegt die radiale Convergenz der Gesteinsgänge dessen Lage noch anzudeuten. So vermag man im Mont Dore, einem heute seiner Form nach kaum noch zu erkennenden Centralvulkane, aus der Anordnung der strahlenförmig in den Umgebungen des Puy de Sancy in den Trachyttuffen und Conglomeraten auftretenden und hier in grosser Zahl als aufragende, mauerähnliche Klippen sichtbaren Trachytgänge fast mit Sicherheit zu schliessen, dass die Vallée de la Cour, unmittelbar am Fusse des Puy de Sancy, der einstige Mittelpunkt dieser vulkanischen Thätigkeit gewesen sei.

II. Mineralogie der Gänge.

1. Ausfüllungsmaterial und Structur.

Eine scharfe Eintheilung der Gänge lediglich nach ihrem Ausfüllungsmaterial ist nicht leicht durchzuführen. Es müssen noch andere leitende Gesichtspunkte hinzukommen. Gewöhnlich ist dieses die technische Bedeutung der in der Gangausfüllung vorkommenden Minerale. Man pflegt die Gänge als taube und erzführende Gänge zu unterscheiden, unter den ersten alle Gesteins- und Mineralgänge verstanden, die keine nutzbaren Minerale enthalten, unter den letzteren alle eigentlichen Erzgänge.

Dabei ist streng genommen der Begriff »Erz« nicht auf echt metallische Minerale allein beschränkt, sondern er wird auch auf andere nutzbare, aber nicht metallische ausgedehnt. Der Bergmann macht darin keinen Unterschied, sondern nennt eben kurzweg Erz, was der Gegenstand der Gewinnung ist, nicht nur gediegen Gold, Silber, Kupfer, Oxyde der Metalle oder Schwefelverbindungen, sondern auch z. B. die Carbonate des Eisens, Spatheisenstein, den Zinkspath, Manganspath, Strontianit u. a.

Erzgänge und taube Gänge sind entweder Gesteins- oder Mineralgänge.

[1]) A. Ribbentropp, Beschreibung d. Bergreviers Daaden-Kirchen. Bonn 1882. pag. 33 u. a.
[2]) Nach Lossen wäre freilich dieses Verhältniss nicht wirklich vorhanden.

Unter Gesteinen versteht man solche Mineralgemenge, wie sie auch in grösseren, selbständigen Gebirgsgliedern als Gestein vorkommen. Gesteinen sehr ähnlich können auch Mineralgänge durch besondere, meist nur locale Ausbildung werden, aber die Constanz in der Zusammensetzung, die die Gesteine charakterisirt, pflegt dann doch zu fehlen. Da Gesteinsgänge gar nicht selten erzführend sind, so kann also nicht in erster Linie der Umstand als Eintheilungsprincip gelten, ob die Gangausfüllung ein Gestein oder ein anderes Mineralgemenge sei, wenn man einmal von dem technisch-bergmännischen Gesichtspunkt ausgeht. Auch die Erzgänge, die nicht Gesteinsgänge sind, sind alle Mineralgänge und keinesweges durch irgend welche gemeinsame Kennzeichen ausgezeichnet als gerade durch die Erzführung, durch die technische Verwendbarkeit eines Theiles ihrer Mineralführung.

Mit dem Fortschreiten der chemischen Wissenschaften kann jeden Augenblick für ein Mineral eine technische Verwendung sich erschliessen, die man früher nicht gekannt hat. Dann tritt ein solches Mineral in die Reihe der nutzbaren über. So ist z. B. der Strontianit erst in neuester Zeit, wo seine Verwendung in der Zuckerindustrie als werthvoll erkannt worden ist, Gegenstand ausgedehnter bergmännischer Gewinnung geworden, so besonders in der Gegend von Hamm in Westphalen. Gänge dieses Minerals würde man jetzt zu den Erzgängen zu rechnen haben.

Ganz besonders hat aber die Eintheilung der Gänge nach der Erzführung keinerlei geologische Bedeutung. Eine solche kann nur von dem Gesichtspunkte genetischer Beziehungen aus geschehen.

Dieser bietet sich in der Erfahrung, dass bei den einen Gängen das Ausfüllungsmaterial ein ursprüngliches d. h. in der Gangspalte selbst ausschliesslich gebildetes, entstandenes, bei anderen Gängen aber ein solches ist, welches als Trümmermaterial schon früher bestandener Mineralmassen durch besondere Vorgänge erst in die Gangspalte geführt wurde.

Freilich ist auch hiernach eine scharfe Trennung keinesweges möglich. Es kann der Natur der Sache nach nicht in allen Fällen die Ursprünglichkeit der Mineralerfüllung mit Sicherheit erkannt werden. Ganz besonders aber fehlen auch da, wo eine ursprüngliche Erfüllung vorherrscht, die Trümmer- und Bruchstücke zerstörter älterer Bildungen nicht ganz, sowie andererseits auch bei überwiegender Erfüllung durch klastisches Material doch auch für den Gang autogene Minerale sich damit vereinigen. Eine breite Mittelzone verbindet daher die beiden in ihren äusseren Gliedern wohl getrennten Abtheilungen.

Es wird vor Allem die überwiegende Menge der einen oder anderen Bestandtheile entscheiden, zu welcher der beiden Gruppen ein Gang zu rechnen ist.

In diesem Sinne würden also die Gänge einzutheilen sein in: I. Autogene, d. h. solche mit überwiegend in der Gangspalte selbst entstandener Ausfüllung und zwar a) Gesteins- und b) Mineralgänge und II. Allogene Gänge, solche mit überwiegend klastischem Material als Ausfüllung. Für diese würde auch die Bezeichnung Conglomeratgänge gebraucht werden können, wenn man das Wort nicht in der üblichen beschränkteren, geologischen Bedeutung, sondern in dem erweiterten Sinne des überhaupt Zusammengehäuftseins anwenden will. Es würden darunter ebensowohl feinkörnige Sedimente, Zusammenhäufungen gröberer abgerundeter, als auch scharfkantiger Bruchstücke (Breccien) zu verstehen sein. Für die Rolle, die diese Trümmermateriale in den Gängen spielen, macht das keinen Unterschied.

Auch für den Bergmann, der lediglich die Erzgänge in den Kreis seiner Betrachtung zieht, erscheint eine solche Eintheilung nicht unzweckmässig. Die darin hervortretende genetische Beziehung hat auch für ihn Werth. Das werden am Besten die im Folgenden angeführten besonderen Beispiele ergeben.

1. Autogene Gesteinsgänge.

Gesteinsgänge sind keinesweges immer autogen in dem oben entwickelten Sinne. Wir lernen im Folgenden Gänge kennen, deren Material der Beschaffenheit nach durchaus Gesteinen entspricht, z. B. Sandsteinen, Thonschiefern und die dennoch nur in die Gangspalte conglomerirt wurden.

Die grösste Mehrzahl der wirklich autogenen Gesteinsgänge besteht aus Gesteinen, die den Charakter der sogen. krystallinischen, massigen Gesteine an sich tragen und ihrer Entstehung nach als Eruptivgesteine bezeichnet werden. Es sind dieses vornehmlich: Granit, Porphyr, Diorit, Diabas, Melaphyr, Basalt und Trachyt, ohne hierbei die feinere Unterscheidung der Gesteinsarten, wie sie die neuere Gesteinslehre durchzuführen vermochte, zu berücksichtigen.

Gesteinsgänge dieser Art stehen daher auch in der Regel mit grösseren zusammenhängenden Gebirgsmassen desselben Gesteins in örtlichem Zusammenhang. Oft sind sie sogar direkt als Abzweigungen, Ausläufer (auch Apophysen genannt) von solchen Massivs erkannt worden.

So sind die von manchen Granitkernen in Gebirgen auslaufenden Apophysen, die in die den Granit umgebenden Schichtensystemen fortsetzen und endigen, dort als Gänge anzusehen.

Zahlreiche, oft sehr mächtige Granitgänge setzen durch die breite Zone silurischer Formationsglieder hindurch, welche die centralen Granite der südlich von Dublin gelegenen Gebirgskette von Wicklow bis Waterford umsäumen. Wenn auch nur an wenigen Stellen der direkte Zusammenhang mit dem Granitcentrum zu Tage liegt, so kann doch kaum ein Zweifel darüber bestehen, dass die zahlreichen granitischen Gänge Apophysen jenes sind.

Es pflegen daher auch Gesteinsgänge in gewissen Gegenden in ganz besonders dichter Häufung aufzutreten. Ueberall dort z. B., wo basaltische Kuppen oder Decken als die Anzeichen stattgehabter vulkanischer Durchbrüche erscheinen, da sind die Formationen, durch welche jene hindurchbrachen und welche sie nun bedecken, auch von basaltischen Gängen durchschwärmt. An Basaltgängen ganz ausserordentlich reich ist das rheinische Schiefergebirge, soweit demselben Basaltkuppen aufliegen, nach Osten bis in die Gegend von Dillenburg und nach Süden bis an die Mosel. Noch in der Gegend von Wittlich sind Basaltgänge bekannt. Weiter südlich zwischen Nahe, Saar und Mosel durchsetzen die Schichten der devonischen Formation zahlreiche Diabas- und Dioritgänge, mehr nach der Nahe zu, in den Schichten der Kohlenformation und der Dyas treten Melaphyr- und Porphyrgänge auf.

Zahlreiche Gänge, meist Grünsteine, Diabase und Diorite durchziehen die verschiedenen Etagen der silurischen Formation im südlichen Norwegen in der Umgegend von Christiania, oft von sehr geringer Mächtigkeit, meist von 1—3 Meter.

Zahllose Beispiele aus den verschiedensten Ländern und Formationen könnten diesen noch angereiht werden.

Auf alle Gesteinsgänge passen die topographischen Verhältnisse, wie sie im vorigen Abschnitte für die Gänge im Allgemeinen erörtert worden sind. Gesteinsgänge sind oft durch ganz besondere Regelmässigkeit und scharfe Ausprägung

ihrer Salbänder ausgezeichnet. Freilich bieten sich auch sehr unregelmässige, seltsam gebogene und verzweigte Formen dar.

Die Structur ihrer Ausfüllungsmasse zeigt nicht selten eine gewisse Abhängigkeit von den Dimensionen und Verhältnissen der Gangspalte. In sehr engen Spalten pflegen die Granitgänge oft eine besonders feinkörnige oder dichte, porphyrähnliche Beschaffenheit anzunehmen. Fast übereinstimmend ist in allen Gebieten die Beobachtung, dass die Ganggranite feinkörniger und manchmal auch von einer anderen petrographischen Entwicklung sind als die Granite der grösseren Ablagerungen. Ganz besonders pflegen Granitgänge und Adern im Granit feinkörniger zu sein, als dieser. Jedoch kommen, freilich seltener, auch grobkörnige Ganggranite vor.

Während oft im Inneren der Gangmasse ein Gestein grosskörnige, krystallinische Ausbildung besitzt, wird nach den Salbändern zu dieselbe feinkörniger und dicht. Bei den Granitgängen tritt eine dichte felsitische Ausbildung, bei Basalten und Trachyten eine glasreichere, oft geradezu obsidianartige Beschaffenheit der Salbänder auf. Die im Inneren deutlich krystallinischen, oft grosse Leucite enthaltenden Lavagänge am Vesuv im Mantelgebirge der Somma und die doleritischen Gänge der Valle del Bove am Aetna zeigen mehrfach die obsidianartigen Rinden ihrer Salbänder.

Mit der im Inneren der Gänge sich entwickelnden grosskörnigen Beschaffenheit ist auch die Ausbildung von Drusenräumen mit wohlgebildeten Krystallgruppen verbunden. Die im Centralgranite des Riesengebirges aufsetzenden Gänge enthalten im Inneren solcher Drusen oft mehrere Fuss grosse Krystallgruppen der schönsten Orthoklase und Bergkrystalle. Auch die schönen und durch den Reichthum an verschiedenen Mineralen ausgezeichneten Granitgänge auf der Insel Elba verdanken diesen ihrer grosskörnige und drusige Beschaffenheit im Inneren.

Nicht mit echten Gesteinsgängen zu verwechseln ist die oft in beiderseitig ziemlich scharf begrenzten und geradlinig verlaufenden Zonen erfolgte abweichende Ausbildung einer Gesteinsmasse. In den Graniten von Striegau in Schlesien, die im Allgemeinen eine ziemlich gleichmässige mittelkörnige Structur besitzen, erscheinen oft solche Streifen von dichter, granulitartiger Beschaffenheit. Dadurch treten sie anscheinend mit scharfen Grenzen gegen den umgebenden Granit hervor. Jedoch zeigen zahlreiche allmähliche Uebergänge ihrer Masse in diesen, sowie die stets vollkommene innige Verwachsung und Verflössung, dass es keinesweges später erfüllte Spalten sein können. Entweder sind es nur weithin sich erstreckende Schlieren von anderer Ausbildung, aber gleichzeitig entstanden mit dem ganzen Gesteine oder es sind mit der schon theilweise erfolgten Verfestigung des Gesteines geöffnete Risse in diesem, die unmittelbar durch Nachschub aus den noch flüssigen Theilen sich wieder erfüllten. Das nur zähe, keinesweges ganz feste Nebengestein schmolz dann mit ihnen wieder mehr oder weniger zusammen. Aehnliche Vorgänge lassen sich wohl bei erstarrenden Lavaströmen beobachten. Dann allerdings würden jene Einlagerungen mit echten Gängen eine gewisse Verwandtschaft besitzen.

Gesteinsgänge finden sich in allen Formationen von den ältesten archäischen Schiefern an bis zu den jüngsten sedimentären Bildungen. Geologisch hat das die Bedeutung, dass die Bedingungen zu ihrer Entstehung im Allgemeinen also von den ältesten Zeiten an vorhanden gewesen sein müssen.

Gar nicht selten sind echte Gesteinsgänge durch eine Erzführung auch Erz-

gänge. Sie enthalten die Erze in sehr verschiedener Weise. Entweder treten dieselben in der Form von Nestern, Trümmern, Adern oder in gleichmässigerer Vertheilung eingesprengt auf, in anderen Fällen ist die Umwandlung und Verwitterung der Ganggesteine die Veranlassung zur Ausbildung derselben in ihrer ganzen Masse als Erzgänge. Das ist besonders bei gewissen Eisensteingängen der Fall, die geradezu als die Residua umgewandelter Gesteinsgänge anzusehen sind. Der Gehalt an Eisen war in den Mineralen bedingt, die das Gestein zusammensetzten. So steht die Bildung von Eisenerzen in ganz besonderer Beziehung zu Grünstein-, Melaphyr- und auch Basaltgängen. Brauneisenerz ist das Product, das bei der Umwandlung und Verwitterung dieser Gesteine resultirt.

Der Florentingang zu Zezic bei Przibram ist ein treffliches Beispiel eines solchen Eisenerzganges. Er ist ein Diabasgang und enthält Brauneisenerz in Knollen, Nieren und rundlichen Körpern von verschiedener Grösse, oft zu mehreren Kubikfussen anwachsend. Dieselben liegen mehr oder weniger dicht beisammen und verlaufen z. Th. in die umgebende Gesteinsmasse. Soweit diese erzführend ist, erscheint der Diabas sehr zersetzt z. Th. zu einer eisenschüssigen Thonmasse umgeändert. Am Hangenden und Liegenden des Ganges erscheinen 2—3 Fuss breite Parallelzonen von Brauneisenstein mit Kalkspath.

Andere Beispiele eines Zusammenhanges der Eisensteinführung bei Grünsteingängen mit deren fortschreitender Verwitterung kommen zahlreich im Gebiete des rheinischen Devons an der oberen Lahn vor. Auch im Harz erscheint das Eisenoxyd auf mannigfaltige Weise in den Diabasgängen und Lagern und giebt diesen dadurch eine besondere Wichtigkeit. An anderen Orten ist auch das Magneteisenerz ein Begleiter von Grünsteingängen.

Augitgranatfelsgänge sind zu Arendal die Träger des dortigen Magneteisenvorkommens. Zu Woodspoint in Victoria ist ein Grünsteingang goldführend.[1]) Er enthält goldhaltigen Pyrit und ist von Quarztrümmern durchsetzt. Da er aber neben einem goldführenden Quarzgange emporgedrungen ist, so ist anzunehmen, dass das Gold und der Pyrit aus diesem herstammen. Pyritführend erscheinen sonst sehr viele Grünsteingänge. Pyritreiche Diorite hängen in der Colonie Queensland mit der Goldführung zusammen. Auch das altberühmte, jetzt leider nicht mehr gefundene rothe Gold Irland's stammt wahrscheinlich aus Grünsteingängen in der silurischen Formation der Grafschaft Wicklow. Der Felsitporphyrgang des Goldfeldes Kilkiwan in Australien, der alte Schiefer und Sandsteine durchsetzt, enthält auf vielen feinen bis 2 Millim. mächtigen Spalten Quarz, Pyrit und Gold.[2]) Sehr zersetzte jüngere granitische Gänge im Granit und Gneiss sind die Träger der ziemlich berühmten Bleierze von Pontgibaud bei Clermont-Ferrand in der Auvergne. Auch in diese Gänge scheinen die Erze aber erst später eingedrungen zu sein und damit hängt wohl die starke Umwandlung des Ganggranites auch zusammen.

Die Granitgänge des Erzdistrictes von Tellemarken, westlich von Kongsberg in Norwegen enthalten Kupfererze. Die Gänge treten in Quarzit und Quarzitschiefern auf und sind Ausläufer eines grösseren Granitmassivs. Sie enthalten das Kupfer (Kupferglanz) in nesterförmigen, massigen Ausscheidungen z. Th. der Art, dass eine gleichzeitige Bildung des Granites und der Erze wahrscheinlich erscheint.

[1]) G. Wolff, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1877. XXIX. 139 u. 155.

[2]) G. Wolff, l. c. pag. 82.

Das in verschiedenen basaltischen Gebieten auf zersetzten Basalten vorkommende ged. Kupfer, z. B. bei Rheinbreitbach am Rhein und in Böhmen, rührt wahrscheinlich aus benachbarten Kupfererzgängen her. Immerhin ist die Möglichkeit einer ursprünglichen Anwesenheit nicht ausgeschlossen. Die Basalte enthalten geringe Mengen Kupfer und die mit der Verwitterung möglich werdende Concentration und gleichzeitige Reduction vermochte die Anhäufung des ged. Metalls auf den Gesteinsklüften zu bewirken.

Zu erwähnen sind hier auch die erzführenden Gänge vom M. Calvi bei Campiglia maritima in der toscanischen Maremme. Diese Bleiglanz, Blende und Kupferkies mit verschiedenartigem Pyroxen enthaltenden Gänge sind nach vom Rath[1] von Quarzporphyr- und Augitporphyrgängen in einer Weise durchsetzt und begleitet, dass auf eine gleichzeitige Entstehung der Erzmassen und der Eruptivgesteinsgänge geschlossen werden muss.

Sehr viel seltener als Eruptivgesteine treten in der Form von Gängen auch andere Gesteine auf, die ihrer Mineral-Zusammensetzung nach gewissen hydatogenen Gesteinen gleichen, nach ihrer Ausbildung aber für autogen in den Gangspalten gelten müssen. Es sind also nicht eigentlich sedimentäre Gesteine. Hierher gehören vor Allem die Quarzite und körnigen Kalksteine.

Die meisten, aus einem mehr oder weniger innigen Gemenge von Quarz bestehenden Gänge sind nach ihrer ganzen Structur als Mineralgänge aufzufassen. Jedoch giebt es auch solche, deren Beschaffenheit so sehr den Quarzgesteinen, den eigentlichen Quarziten gleichen, dass man sie füglich als Gesteinsgänge zu bezeichnen hat. Ganz besonders werden bei diesen die geognostische Stellung, die Lagerungsverhältnisse zu entscheiden haben, ob ein wirklicher Gang vorliegt. Den Schichtensystemen conform eingeschaltete Lager dieser Art gehören natürlich nicht hierher.

Sehr kleine, locker-körnige Quarzgänge setzen in den aus umgewandelten Hornblende- und Pyroxengesteinen hervorgegangenen Serpentinmassen in der Nähe von Frankenstein in Schlesien auf. Die einzelnen Körner zeigen oft vollkommen die dihexaëdrischen oder prismatischen Krystallformen. Diese kleinen mit der Serpentinbildung entstandenen Gänge oder Trümmer, die netzartig das Gestein durchschwärmen, sind also unzweifelhaft autogen. Keilhau beschrieb von Vardöen in Finmarken einen 2—3 Fuss mächtigen Gang von grünlichem sandsteinartigem Quarz, welcher 70° in Südwest fallend, die unter 30° nach Nord einfallenden Thonschiefer und Quarzitschiefer scharf durchschneidet. Seine Masse gleicht diesen Quarziten durchaus.

Auch autogene mit Kieselschiefer erfüllte Gänge dürften hierher gehören. Die Brauneisensteingänge bei Lichtenberg in Thüringen führen oft Kieselschiefer und Alaunschiefer ununterbrochen in grossen Distanzen und sind mit demselben ganz regelmässig, meist von einem Salbande bis zum anderen erfüllt. Es handelt sich also hier um wahre Gangmasse, nicht um Trümmer des Nebengesteines. Auch unterscheidet sich der Kieselschiefer des Ganges von dem Kieselschiefer recht auffallend, der als Einschaltungen in den Grauwacken und Thonschiefern dieses Gebietes vorkommt. Ganz besonders überzeugend für das autogene gangförmige Vorkommen dieses Kieselschiefers sind daher gerade solche Stellen, wo er ein Kieselschieferlager durchsetzt[2]).

[1]) G. vom Rath, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1868, XX. 307.

[2]) Naumann, Geogn. Bd. III. pag. 568.

Keilhau beobachtete bei Brevig in Norwegen ebenfalls Kieselschiefergänge und beschrieb einen dergleichen Gang ausführlich.[1])

Auch bemerkt sehr richtig Naumann, dass der Kieselschiefer ein Quarzgestein sei, welches sich gewissermassen als ein palaeozoischer Vorläufer der späteren Chalcedon- und Achatbildungen, des Flintes und des Kieselschiefers betrachten lässt; daher kann sein Auftreten als Ganggestein einestheils und als Schichtengestein anderentheils nicht befremden.[2])

Gewissermaassen ein Mittelding zwischen Quarzit- und Kalksteingang scheinen die Gänge zu bilden, die Strickland von Ethie in Rosshire, Schottland, beschreibt. Sie setzen im Liasschiefer auf, dessen Schichten anfangs nur wenig geneigt sind, sich aber allmählich aufrichten und zuletzt nahe vor dem Gneisse fast senkrecht stehen. Zwei der Gänge sind den Schichten parallel und daher nur fragliche Gänge. Aber zwei andere, 1—2 Fuss mächtig, verzweigen sich in das Nebengestein. Alle bestehen aus einem Quarzsandstein, der mit Kalkspath in der Weise imprägnirt scheint, wie dieses bei den sogen. krystallisirten Sandsteinen von Fontainebleau u. a. O. der Fall ist. Auf den Gesteinsbruchflächen treten die Spaltungslamellen der Kalkspathkörner glänzend hervor. Sind die durch den Kalkspath verkitteten Quarzkörner Bruchstücke, so würde das Ganggestein nicht hierher, sondern zu den klastischen, allogenen gehören.

Auch die körnigen Kalksteine, die in Gängen auftreten, erscheinen in solchen Formen und mit solchen Eigenschaften, dass man an einer ursprünglichen Entstehung derselben in den Spalten nicht zweifeln kann. Manche Geologen sind sogar zu der Ansicht veranlasst worden, dieselben geradezu für eruptive Kalksteine zu halten. Nach ihrem Material unterscheiden sie sich von den krystallinisch-körnigen Kalken nicht, welche als Lager oder Schichtenglieder erscheinen. Um so mehr wird auch hier aus ihrer Stellung die wirkliche Gangnatur vor Allem festgestellt werden müssen.

Lagergänge werden nur unter ganz bestimmten Verhältnissen hierher gerechnet werden dürfen, d. h. wenn das Vorhandensein einer Spalte unzweifelhaft erkannt wird.

Kjerulf und T. Dahll beschreiben von der kleinen Insel Fredsöe am westlichen Hellesund unweit Arendal einen 10 Fuss mächtigen Lagergang von weissem, marmorartigem Kalkstein, der von ihnen für einen wirklichen Eruptivgang gehalten wird.

Auch der bekannte körnige Kalkstein von Auerbach an der Bergstrasse im Grossherzogthum Hessen-Darmstadt dürfte ein mächtiger (30—50 Fuss) Gang sein. In dem oft grosskörnigen, eigenthümlich bläulichen Kalksteine kommen Blättchen von Graphit, schöne Krystalle von Granat, Vesuvian, Pistazit u. a. Mineralen vor. Auch diesen Gang hielt C. v. Leonhard für eine eruptive Bildung, während C. Fuchs in einer im Jahre 1860 erschienenen Abhandlung die Bildung des Kalkes durch Auslaugung aus dem umgebenden Syenite, die spätere Bildung der Silicate aber durch die Einwirkung kieselsäurehaltiger Quellen erklärte.[3])

Dass aus gewissen Gesteinen, z. B. Dioriten, als Endproducte einer gänzlichen Umwandlung auch Kalksteine hervorgehen können, ist kaum zu bezweifeln. (Vergl. Artikel: Chem. Processe in der Geologie, pag. 148). So mögen manche

---

[1]) Gaea Norvegica, pag. 71.

[2]) Naumann, III, pag. 569.

[3]) Naumann, l. c. III, pag. 557.

der körnigen Kalksteingänge in krystallinischen Gesteinen ebenfalls als das Product der Umwandlung augitreicher Gesteine gelten können.

2. Autogene Mineralgänge.

Wenn auch nicht gerade verbreiteter, so doch jedenfalls interessanter, besonders für den Mineralogen, sind die Mineralgänge, die aus einem in der Gangspalte gebildeten Gemenge krystallinischer Minerale bestehen, das nach Zusammensetzung und Structur von Gesteinen wesentlich verschieden und in höchstem Maasse wechselnd und ungleichartig erscheint. Selbst da, wo nur eines oder nur wenige Minerale an der Ausfüllung eines Ganges theilnehmen, variirt die Beschaffenheit desselben auf geringe Distanzen oft sehr bedeutend. Darin ist, wie schon vorher hervorgehoben wurde, ein wesentlicher Unterschied gegen die Gesteinsgänge ausgeprägt.

In grosser Verbreitung kommen eigentlich nur wenige Minerale als Gangausfüllung vor, Quarz, Calcit, Baryt, Fluorit sind am häufigsten, schon seltener Dolomitspath, Strontianit, Gyps, Phosphorit u. A. Während in den Gesteinen als Gemengtheile von diesen eigentlich nur Quarz und Kalkspath und in den eigentlich krystallinischen Gesteinen nur der erstere eine hervorragende Rolle spielt, erscheinen die Feldspathe, nächst dem Quarz in jenen die wichtigsten und verbreitetesten Gemengtheile, als Bestandtheile von Mineralgängen nur ganz untergeordnet und nur ein Theil von ihnen. Albit erscheint häufiger und unzweifelhaft als Mineral auf Gängen, ob es aber Mineral-Gänge giebt, in denen Orthoklas und Oligoklas Bestandtheile sind, selbstverständlich von Gesteinsgängen abgesehen, das ist noch eine offene Frage.

Gewisse allerdings sehr gesteinähnliche Gänge, die aus Feldspath, Quarz, Glimmer, Turmalin u. a. Mineralen bestehen, sind z. Th. für blosse Mineralausscheidungen gehalten worden, während andere Forscher sie für eruptive, wirkliche Gesteinsgänge ansehen.

Die granitischen Gänge von S. Piero auf der Insel Elba, ausgezeichnet durch den grossen Reichthum vieler z. Th. seltener und schön krystallisirter Minerale hält vom Rath für Absätze und Krystallisationsproducte aus aufsteigenden Mineralquellen[1]).

Ferner hat z. B. Credner[2]) für die ihrem Mineralgemenge nach vollkommen granitähnlichen Gänge im sächsischen Granulitgebirge eine Entstehung aus wässrigen Lösungen, ganz analog jedem gewöhnlichen Mineralgange angenommen. Der Gehalt an den gelösten Substanzen ist nach ihm vorzüglich auf Lateralsecretion, d. i. also eine Auslaugung des Nebengesteines, zurückzuführen. Diese Gänge sind sehr reich an Mineralen, es nehmen an ihrer Zusammensetzung Theil: Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Albit, verschiedene Glimmer, Turmalin, Granat, Orthit, Epidot, Titanit, Eisenglanz, Pyrit, Topas, Zirkon, Andalusit, Kalk- und Braunspath u. a. im Ganzen 27 verschiedene Minerale. Für einen Theil ist die lediglich wässerige, secundäre Entstehung kaum zweifelhaft, so z. B. für den Albit, einen Theil der Glimmer, den Epidot, Titanit und die Eisenminerale. Ganz besonders aber ist das Vorkommen der Orthoklase dasjenige, worauf bei der Entscheidung der Frage das grösste Gewicht liegt. Die allerdings in sehr vielen Einzelheiten, die Credner ausserordentlich eingehend beschreibt und abbildet, den Mineralgängen vollkommen analogen Structurverhältnisse dieser

[1]) Zeitsch. d. deutsch. geolog. Ges. 1870. XXII.

[2]) Zeitsch. d. deutsch. geol. Ges. 1875. XXVII, pag. 104.



Gänge sind es, die vornehmlich für jenen Forscher keine andere Deutung als die einfacher wässeriger Bildung zulassen.

Zwar sind später von anderer Seite, so z. B. von KALKOWSKY[1]) grosse Bedenken gegen diese Auffassung geltend gemacht worden, ohne dass es diesem gelang, eine auch nur einigermaassen plausible Erklärung dieser Gänge an die Stelle zu setzen. Es bleibt, wenn man sie nicht für secundäre, aus wässriger Lösung gebildete, blosse Mineralgänge ansehen will, eigentlich nur die Deutung übrig, die im Vorhergehenden (pag. 468) für die gangähnlichen Schlieren in den Graniten Schlesiens angenommen worden ist. In ausgedehntem Maasse nimmt auch STERRY HUNT für die zahlreichen Ganggranite von Canada die Entstehung aus wässriger Lösung in Anspruch.

Nach der Analogie mit den angeführten Gängen würde dann aber unzweifelhaft eine grosse Anzahl von Ganggraniten verschiedener Gebiete ebenso als eigentliche Mineralgänge anzusprechen sein.

Dass aber auch andere Feldspathe als Albit in der That auf secundärem Wege gangähnlich sich bilden können, das zeigen Adern und Schnüre eines eigenthümlichen Feldspath-Quarzgemenges, auch mit Epidot, Vesuvian und Granat, das in den Serpentinen von Frankenstein in Schlesien vorkommt und früher für einen besonderen Feldspath gehalten wurde, den GLOCKER wegen seiner zuckerkörnigen Beschaffenheit: Saccharit genannt hatte. Für ihn ist nach seiner ganzen Erscheinung und dem Zusammenvorkommen mit den vorhin schon erwähnten lockeren Quarzgängen (pag. 470) eine secundäre Bildung durchaus wahrscheinlich.

Sehen wir aber zunächst von diesen noch zweifelhaften Gängen ab, so bleiben eben nur die oben genannten 4 Minerale als die häufigeren Gangminerale übrig. Die grossartige Mannigfaltigkeit und das hohe mineralogische Interesse, das sich an die Gänge knüpft, besteht also darnach nicht in dem Reichthum, der die eigentliche Gangmasse bildenden Minerale, sondern nur in der Vielartigkeit der Structur und in den nur zufällig vorkommenden, sehr oft wechselnden und zahlreichen begleitenden oder accessorischen Mineralen. Solche sind eigentlich auch die Erze, deren Vorhandensein allerdings, wenn auch oft quantitativ nur sehr gering, doch den erzführenden Mineralgängen eine ungleich höhere Beachtung zugewendet hat, als den erzfreien, tauben. Daher gründet sich auch bei den Mineralgängen der grösste Theil unserer Erfahrungen auf die in den Erzgängen gesammelten Beobachtungen.

Nur selten ist ein Mineralgang ganz ausschliesslich mit einem einzigen Mineral erfüllt. Gänge dieser Art haben in der Regel keine grossen Dimensionen, weder im Streichen, noch in der Mächtigkeit. Quarzadern in den verschiedensten Gesteinen, Kalkspathschnüre in den Kalksteinen würden hierher gehören.

Meist betheiligen sich an der Gangausfüllung mehrere Minerale. Die Anordnung derselben, auf welcher die Structur der Gangmasse beruht, ist von besonderem Interesse, weil sie uns in ihrer Eigenartigkeit und Vielfachheit ein deutliches Bild gewährt von dem Wechsel der Vorgänge, die zur Erfüllung einer Gangspalte geführt haben.

Die Art der Ausfüllung ist meistens nur dann eine einfache, wenn ein Mineral überwiegend die Gangmasse bildet, begleitende Minerale nur in geringer Menge vorhanden sind, ohne dass eine bestimmte Succession in den Ausfüllungsprocessen auch in der Structur hervortritt. Diese kann eine verschieden-

[1]) Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges. 1881. XXXIII. pag. 629.

artige sein, eine massige, körnige oder dichte, d. d. gleichmässig nach allen Richtungen, oder eine lagen- oder schalenförmige, eine stenglige, faserige, cavernöse u. a. m.

Quarzgänge bestehen meist aus deutlich krystallinischem Quarze und besitzen eine massige Structur. Die einzelnen Individuen sind in der Regel ohne jede bestimmte Anordnung durcheinander gewachsen. Wo leere Räume zwischen ihnen übrig bleiben, zeigen sich wohlausgebildete Krystallenden und Gruppen, häufig von der amethystartigen Beschaffenheit. Hier treten auch begleitende Minerale auf, z. B. Eisenglanz u. a. Jedoch kommen auch stenglige Quarzgänge vor. Im Granit von Saint Jaques d'Ambre, Auvergne, treten Quarzgänge von wenigen bis zu 20 Centim. Mächtigkeit auf, in denen die einzelnen Quarzindividuen alle senkrecht auf die beiden Salbänder der Gänge gestellt scheinen und ihre wohl ausgebildeten Spitzen in der nicht vollkommen geschlossenen Mitte einander zuwenden. Quarzgänge sind weit verbreitet und erlangen z. Th. bedeutende Mächtigkeit.

Auch die Kalkspathgänge im Gebiete von Kalksteinformationen zeigen oft eine ähnliche stenglige oder feinfaserige Structur.

Solche Gänge, die ganz oder grösstentheils aus Fluorit bestehen, kommen schon weit seltener vor und enthalten in der Regel noch andere Minerale oder Erze.

Bei Rottleberode, südlich von Stollberg am Harze, setzt im Granwackenschiefer senkrecht ein 8 Lachter mächtiger Gang auf, welcher nur ganz vereinzelt Quarz führt und sonst aus reinem grünem oder weissem Fluorit besteht, der als Zuschlag zu dem Mansfelder Hüttenbetriebe gewonnen wurde. Auch bei Strasberg nordöstlich von Stollberg findet sich ein ähnlicher, fast reiner Fluoritgang von 4—5 Lachter Mächtigkeit.

Andere Fluoritgänge zeigen schon einen reichlicheren Gehalt an Quarz, so der Gang am Flossberge bei Liebenstein im Thüringer Wald, der am Abhange des Berges in hohen Felsenkämmen aus dem Gneiss aufragt.

Eine eigenthümliche Verwachsung von Fluorit und Quarz zeigt der durch seine Fluoritkrystalle in vielen Mineralsammlungen vertretene Gang von der Roche-Vieille bei dem kleinen Dorfe Cornet, unweit Pontgibaud in der Auvergne. Der Quarz bildet rundliche, achatartige, aus vielen Lagen bestehende Concretionen, deren Kern aus grünem, seltener auch violettem Fluorit besteht. Im Inneren zeigt der Fluorit oft schöne, flächenreiche Krystalle, um welche nicht selten der Quarz in der Gestalt dünner Hüllen sich gelagert hat. Andere ähnliche Gänge kommen in der nächsten Umgebung z. B. zu Martineiche vor. Auch weiter südlich im Canton Rochefort, nahe bei dem Dorfe Herment tritt ein ähnlicher Fluoritgang im Glimmerschiefer auf.

Barytgänge sind zwar häufiger als Fluoritgänge, jedoch noch seltener frei von Quarz und meistens auch Fluorit, sie enthalten in der Regel auch metallische Minerale.

Vorwaltend aus Baryt besteht der Gang von Schriesheim unweit Heidelberg. Er ist 2—3 Meter mächtig, setzt nach Cohen auf der Grenze zwischen Granit und verkieseltem Porphyr auf und enthält etwas Quarz, Fluorit und in der Tiefe Eisenkiesel.

Im Granit setzen in den Cantons von Jumeaux und Vic-le-Comte zahlreiche Barytgänge auf. Bei Four-la-brouque kommen ausserordentlich grosse 3—5 Kilos schwere, flächenreich ausgebildete Krystalle vor. Die Gänge haben nur eine

Mächtigkeit von wenigen Zoll. Andere viel mächtigere Gänge führen nur derben, vollkommen dichten Baryt. Zahlreiche Barytgänge finden sich auch im Granit des Dep. Haute-Loire im Canton Allegre und im Ardêche. Hier ist stets etwas Quarz und Fluorit in ihnen vorhanden.

Gypsgänge sind recht selten. Violet und Boblaye sahen bei Polamos im Thale der Kelephina in Lakonien mächtige Gänge weissen, feinkörnigen Gypses im alten Schiefergebirge.[1])

Strontianit, das Strontiumcarbonat, ist an und für sich ein seltenes Mineral und auch auf den meisten Fundstätten, wo es vorkommt, keineswegs in grösseren Mengen vorhanden. So muss es denn als eine recht auffallende Erscheinung bezeichnet werden, dass es in einem einzigen Gebiete in so überaus reichlicher Weise gangförmig auftritt. Das ist der Fall in dem Münsterlande in Westphalen, vorzüglich in der Nähe von Drensteinfurt bei Hamm. Schon in den vierziger Jahren wurde der Strontianit hier in kleinen Mengen gewonnen, er gelangte erst mit dem neuen Verfahren, den Zucker aus der Melasse durch Strontian zu gewinnen, eine erhöhte Bedeutung. Die Production, welche früher 4—500 Ctr. jährlich nicht überstieg, beträgt heute über 60000 Ctr. Der Strontianit bildet die Ausfüllung zahlreicher kleiner Spalten, die kaum tiefer in den Kreidemergel der Mucronaten-Abtheilung niedersetzen als 1—4 Meter und die meist nur wenige Zoll mächtig sind. In ihrem Verlaufe zeigen sie keine Regelmässigkeit, obgleich im Allgemeinen eine nordsüdl. Richtung vorherrscht.

Erzgänge zeigen überaus selten eine einfache, nur aus einem Minerale gebildete Erfüllung. Ein Beispiel dieser Art sind die Eisenglanzgänge von Rio albano und Terra nera auf der Insel Elba.[2]) Hier tritt der Eisenglanz gangförmig den Talkschiefer durchbrechend empor und breitet sich in der Höhe zu Lagen aus, welche 10—30 Meter mächtig die Oberflächen der Berge bedecken. Die Eisenglanzgänge, welche zahlreiche Verzweigungen in das Nebengestein aussenden und auch viele Stücke des Nebengesteines einschliessen, verhalten sich vollkommen wie eruptive Gesteinsgänge. Eine solche Annahme ihrer Entstehung ist freilich nicht zulässig. Es ist wahrscheinlicher, dass es gänzlich umgewandelte alte Gesteins-, vielleicht Diabasgänge seien, oder auch ursprünglich mit Spatheisenstein erfüllte Spalten, aus welchem das Eisenoxyd hervorging.

Eine ähnliche Erscheinung bietet der Magneteisenerzgang am Cap Calamita, der viel verzweigt durch Kalkstein emporsteigt. Das Magneteisenerz ist in den oberen Theilen des Ganges in Rotheisenstein umgewandelt, als untergeordnet begleitende Minerale erscheinen Lievrit, Aktinolith und grüner Granat.

Auch manche Spatheisensteingänge sind fast reine, sehr grosskörnige, krystallinisch massige Aggregate dieses Carbonates, mit wenig begleitendem Kalk- und Magnesiacarbonat und Quarz. Durch das reichlichere Auftreten begleitender anderer z. B. geschwefelter Erze erhält die Gangmasse meist eine complicirtere Zusammensetzung

In allen einfachen Mineralgängen finden sich überhaupt Uebergänge zu den Gängen mit complicirter Erfüllung. Durch untergeordnet eingelagerte Bruchstücke des Nebengesteines zeigt sich ausserdem der Zusammenhang mit den Conglomeratgängen.

Eine complicirte Ausfüllung ist bei den Mineralgängen und namentlich

[1]) Bull. de la Soc. geol. (2) I. 844.

[2]) v. Rath. Verh. d. naturhist. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 1864. XXI. 92. u. Groddeck, l. c. pag. 186.

bei den eigentlichen Erzgängen die gewöhnliche Erscheinung. Im Gegensatze zu der einfachen Ausfüllung verstehen wir darunter eine solche, die durch die Theilnahme mehrerer oder vieler verschiedener Minerale bewirkt wird, deren Gruppirung in der Gangmasse die deutlichen Anzeichen einer zeitlichen Succession, einer regelmässigen Folge in der Bildung der Ausfüllungsmasse erkennen lässt. Darauf beruht vor allem auch die Mannigfaltigkeit in der Structur dieser Gangmassen. Das was man als Gangstructur insbesondere zu bezeichnen pflegt, ist eben durch die complicirte Ausfüllung bedingt.

Eine regelmässig, oft symmetrisch lagenförmige Structur ist der deutlichste Ausdruck der Succession der Bildungen. Von den Salbändern des Ganges aus folgen sich abwechselnde Lagen oder Schalen der verschiedenen Minerale in sich beiderseitig entsprechender d. i. also symmetrischer Folge. Es ist diese Structur ein so einfacher Ausdruck der Vorgänge der Gangausfüllung, dass ihre Betrachtung von genetischen Beziehungen nicht zu trennen ist. Die einzelnen Minerallagen sind nach und nach aus den in der Spalte circulirenden Lösungen ausgeschieden worden. Die Verschiedenartigkeit der einzelnen Lagen nach ihrer Stärke ist entweder bedingt von dem verschiedenen Verhalten bezüglich der Adhäsion der circulirenden Lösung an den Spaltenwänden, oder auch von der Dauer der Circulation einer gleichartigen Lösung. Ein Wechsel in dem Concentrationsgrade einer Lösung oder noch mehr in der Zusammensetzung, dem Gehalte an gelösten Bestandtheilen bedingt eine Aenderung der mineralogischen Beschaffenheit der auskrystallisirenden Stoffe.

Die Symmetrie in der Folge der Lagen ist oft nur eine einfache, d. h. dieselbe Minerallage kommt nur einmal vor. Es würde also z. B. die Ausfüllung eines einfach symmetrischen Ganges bestehen aus

Quarz, Flussspath, Blende, Schwerspath

einerseits und weiter

Schwerspath, Blende, Flussspath, Quarz

bis zum anderen Salbande hin.

Sehr oft ist aber die Symmetrie der Lagen eine sich wiederholende, so dass mehrfach eine Lage desselben Minerals sich folgt. Gangerfüllungen, welche diese Structur zeigen, bestehen oft aus zwanzig und mehr Lagen. Von den Salbändern nach der Mitte zu zeigt sich auf beiden Seiten dieselbe Anordnung, alle Lagen sind von wechselnder Mineralsubstanz und hiernach scharf getrennt, aber dennoch innig mit einander verwachsen durch krystallinischen Verband.

In der Mitte lassen die Lagen oft einen freien Raum übrig, die Gangausfüllung ist keine ganz geschlossene. Hier pflegen die Drusenräume, erfüllt mit Gruppen schön krystallisirter Minerale sich zu finden. Die hier gebildeten Krystalle erlangen oft eine ganz bedeutende Grösse. Auf dem in den Schichten des devonischen Systems auftretenden, an Bleiglanz reichen Gange von Bleialf in der Eifel finden sich auf den Hohlräumen der z. Th. noch ziemlich weit geöffneten Spalte, Bleiglanzwürfel von einer Kantenlänge von ca. 40 Centimeter und mehreren Centnern Gewicht.

Unzweifelhaft spielen die Löslichkeitsverhältnisse der einzelnen Mineralsubstanzen bei der Folge der in den einzelnen Lagen der Gänge sich aussprechenden Succession die wichtigste Rolle. Breithaupt hat wohl zuerst das Zusammenvorkommen und die reihenweise Entwicklung der Minerale in seiner »Paragenesis der Mineralien«, Freiberg 1849, sorgfältig und ausführlich behandelt und darin eine grosse Zahl von Thatsachen zusammengestellt, welche auf die

Succession von Mineralen in Erzgängen und Drusenräumen Bezug haben. Cotta und Tröger haben später die Resultate in übersichtlicher Weise zusammengestellt und discutirt.[1])

Wenn auch bei der ausserordentlichen Mannigfaltigkeit in Textur und Bestandtheilen und bei der Verschiedenartigkeit der mitwirkenden Ursachen die theils chemische, theils aber auch geologische sind, ein bestimmtes auf alle Vorkommnisse gleichmässig passendes Gesetz der Succession unmöglich hergeleitet werden kann, so ergeben sich doch einige unzweifelhaft gesetzmässige Erscheinungen.

Ganz unverkennbar ist, dass Quarz und Fluorit in den überwiegend meisten Fällen zu den ältesten Bildungen in den Gangräumen gehören, dass dagegen die Carbonate: Kohlens. Kalkerde, Magnesia u. a. zu den jüngsten Bildungen zu rechnen sind. Das steht auch mit den Löslichkeitsverhältnissen dieser Minerale vollkommen im Einklang.

Sehr häufig sind auf den Gängen Störungen in der regelmässigen und symmetrischen Anordnung der einzelnen Minerallagen zu beobachten. Eine unsymmetrische d. h. bloss einseitige Folge der Lagen kann durch die Lage der Spalte oder auch durch den nur von einer Seite erfolgenden Zutritt der Lösung bedingt worden sein. Durch wiederholtes Aufreissen werden Verdoppelungen und Unterbrechungen in den Lagen herbeigeführt. Ist mit dem erneuerten Aufreissen auch eine Verschiebung verbunden, so wird die Structur der Ausfüllungsmasse eine noch unregelmässigere. Die häufigere Wiederholung solcher mechanischer Zerreissung kann zu vollständiger Zertrümmerung der autogenen Ausfüllungsmasse eines Ganges führen. Er gewinnt dann das Aussehen eines mit Trümmermaterial erfüllten Conglomeratganges, von dem er jedoch dadurch verschieden ist, dass die Trümmer nur aus eigener Ausfüllungsmasse und nicht aus Material bestehen, dass von aussen in die Gangspalte gekommen ist. Neuere Gangmasse pflegt dann die Bruchstücke der älteren Ausfüllung wieder zu verkitten.

Eines der ausgezeichnetsten Beispiele dieser Art liefert der Gang des bekannten Trümmerachat von Schlottwitz im Mürglitzthale. Grössere und kleinere Bruchstücke des aus lagenförmig gebildetem Bandachat bestehenden älteren Ganggliedes sind durch jüngeren Quarz und Amethyst zu einer festen Breccie verbunden.

Auf der Grube Segen Gottes zu Gersdorf bei Rosswein in Sachsen ist gleichfalls auf einem der dortigen Gänge auf eine Strecke weit ein Trümmergestein vorgekommen, bestehend aus Bruchstücken von Baryt als der älteren Gangausfüllung, welche durch Fluorit als der jüngeren Ausfüllungsmasse verkittet waren.[2])

Auch der berühmte goldführende Quarzgang von la Gardette, unfern Bourg-d'Oisans im Departement Isère, aus dem die zahlreich in den Sammlungen verbreiteten herrlichen Quarzdrusen stammen, bietet ein sehr lehrreiches Beispiel einer durch mechanische Wirkungen beeinflussten Structur. Er besteht aus 10 einzelnen Lagen ohne Symmetrie, die alle durch deutliche Reibungsflächen oder Gangspiegel von einander getrennt sind. Die Streifung auf den Spiegeln verläuft horizontal. Es ist also entweder die Verschiebung beim jedesmaligen Aufreissen in diesem Sinne erfolgt oder aber eine vollständige Umkippung der

[1]) Cotta, Gangstudien. Bd. II. pag. 216.

[2]) Naumann, l. c. III. pag. 565.

Schichten hat die ursprünglich in der Fallrichtung des Ganges liegenden Streifen in die horizontale Lage gebracht.[1])

Beispiele ähnlicher Störungen in der Structur der Gangausfüllung gehören keinesweges zu den Seltenheiten, sondern finden sich mehr oder weniger fast an allen Gängen wieder.

Sie tragen vor Allem dazu bei, die ursprünglich gewiss sehr viel einfacheren Verhältnisse der Ausfüllungsmasse zu compliciren und erschweren die richtige Erkenntniss der Mineralsuccession natürlich ungemein.

3. Allogene Conglomeratgänge.

Das Charakteristische dieser Art von Gängen ist nach dem im Vorhergehenden schon Gesagten darin zu sehen, dass ihre Gangmasse fast ganz oder doch grösstentheils aus Bruchstücken fremder, nicht zur Gangmasse gehöriger Minerale oder Gesteine besteht, die mit neu gebildeten Mineralen verbunden oder von ihnen in wechselnder Menge durchwachsen sind.

Gänge, die fast nur mit Trümmermaterial erfüllt sind, so dass neugebildete Minerale nur untergeordnet auftreten, erscheinen als echte Sedimentgänge.

Hierhin gehören zunächst alle durch Sand und Gerölle von der Oberfläche aus erfüllte Gangspalten, wie sie freilich nicht sehr häufig vorkommen. An der Pulkovka setzen im silurischen Kalksteine ein paar verticale, etwa 2 Fuss mächtige, aus Sand und Geschieben bestehende Gänge auf.

Eines der grossartigsten Beispiele dieser Art erwähnt STEININGER[2]) aus dem Gebiete der Ardennen an der belgisch-deutschen Grenze. Hier sind zwei mächtige Spalten mit einem aus groben Geschieben, grösstentheils von Quarz, bestehenden Conglomerat erfüllt. Die eine durchschneidet östlich von Malmedy bei Xherdomont das Schiefergebirge senkrecht und zieht sich über Recht bis in die Gegend von Viel Salm. Sie ist ein paar hundert Fuss breit und mit dem festen Quarzconglomerat erfüllt, dessen sehr zerklüftete Felsen an einigen Stellen hoch aufragen. Der andere, nur 30 Fuss mächtige Gang von gleicher Beschaffenheit durchschneidet das Grauwackengebirge bei dem Orte Pepinster und setzt bis in die Gegend von Theux fort.

Von den sogen. Sandsteingängen, welche in mehreren Gebieten beobachtet worden sind, gehören wohl viele auch hierher. So gewiss die Sandsteingänge des südlichen Ungarn bei Turcz Tarna und Visk unweit Nagy-Szöllös, die bei einer Mächtigkeit von 1—3 Lachter vorherrschend aus lockeren Quarzkörnern bestehen, die stets in dünne Lagen geschichtet sind und der Molasse der dortigen Gegend ganz gleichen.[3]) Sie durchsetzen die dort auftretenden Erzgänge und verwerfen sie.

Viele sogen. Verwerfungsspalten sind mit einem lockeren, nicht verbundenen Haufwerke aller möglichen Gesteinstrümmer angefüllt, zwischen welchen offen stehende, die Circulation der Wasser leicht vermittelnde Zwischenräume liegen.

Die Steinkohlenmulde des sogen. Wormreviers bei Aachen wird durch eine grosse Verwerfung, den »Feldbiss«, welcher als die nördliche Fortsetzung der in der südlicheren Eschweiler Steinkohlenmulde bekannten »Münstergewand« anzusehen ist, durchschnitten und in zwei Theile getheilt. Die Höhe der Verwerfung, um welche das östliche Gebiet tiefer liegt, als der westliche Theil, ist bis auf

[1]) GRODDECK, l. c. pag. 170.

[2]) Geogr. Beschr. d. Eifel. 1853. pag. 8.

[3]) GÖTTMANN, Mitth. von HAIDINGER. Bd. III. 1848. 3.



ca. 170 Meter ermittelt worden. Die Spalte ist von ca. 12 Meter Mächtigkeit und mit verschiedenartigen Bruchstücken der Nebengesteine und mit Letten, aber auch mit Quarzgeröllen z. Th. von unbekannter Herkunft erfüllt. Die früheren Versuche, diese Spalte mit dem Bergbau zu durchfahren, lieferten den Beweis, dass dieselbe in hohem Maasse wasserführend sei. Jetzt ist sie in verschiedenen Teufen durchörtert.[1])

Die sogen. faulen Ruscheln, taube Gangklüfte, die in einer nahen Beziehung zu den Erzgängen des Harzes stehen, sind ebenfalls von Thonschieferbruchstücken und Letten erfüllte, oft bis zu 60 Meter mächtige Spalten. Aehnliche mit blaugrauem oder gelblichem Letten erfüllte Gänge kennt man auch im Gebiete des rheinischen Devons.

Ueberhaupt spielen Lettengänge, d. h. mit einem durch Eisenoxyd, Eisenoxydhydrat oder auch durch kohlige u. a. Substanzen gefärbten Thone erfüllte Spalten in sehr vielen Erzrevieren eine wichtige Rolle, da sie nicht selten als die jüngste unter den vorkommenden Gangbildungen erscheinen und daher alle anderen Gänge durchsetzen, verwerfen oder abschneiden.

Von eigentlichem Interesse werden die Conglomeratgänge aber erst dann, wenn die in ihnen zusammengehäuften Bruchstücke und Trümmer durch neugebildete in der Spalte autogene Minerale und Erze verbunden oder von ihnen wenigstens in einigermaassen reichlicher Menge begleitet sind. Zwischen den eigentlichen Mineralgängen und jenen erst beschriebenen reinen Sedimentgängen stehen diese dann in der Mitte.

Die eigentlich charakteristische Structur dieser Art ist die sogen. Cokarden- oder Sphärenstructur. Jedes Bruchstück des Nebengesteines, das in die Gangspalte gerathen ist, ist der Mittelpunkt für eine um dasselbe concentrisch lagenförmig sich gruppirende Mineralbildung gewesen. Oft mehrfache, auch aus verschiedenen Mineralen bestehende Zonen pflegen die Bruchstücke zu umhüllen. Dabei ist es eine ganz gewöhnliche Erscheinung, dass die umhüllten Bruchstücke einander gar nicht berühren, sondern oft ziemlich weit von einander abstehen und durch die neugebildeten Mineralzonen getrennt erscheinen. Da die Bruchstücke jedoch nicht wohl frei schwebend in der Gangspalte sich befinden konnten, als diese sich mit den ausscheidenden Mineralen erfüllte, so muss die Ursache der auffallenden Anordnung anderweitig zu suchen sein. Die Bruchstücke ruhten natürlich auf einer aus anderen Bruchstücken gebildeten Unterlage und wurden von dieser getragen. Als aber die Ausscheidung der Minerale aus der Lösung stattfand, schob sich die auskrystallisirende Substanz zwischen die einzelnen sich lose berührenden Bruchstücke ein. Die Krystallisationskraft war gross genug, sie auseinander zu schieben, zu heben. Dieses setzte sich solange fort, als Raum vorhanden war. So erscheinen jetzt alle Bruchstücke wie frei schwebend in der umhüllenden Mineralmasse. Diese Sphären oder Cokardentextur ist von der vorhin besprochenen Lagentextur natürlich nur in der Form unterschieden. In unvollkommener Weise dürfte sie sich auf fast allen Gängen finden, auf denen grössere Fragmente des Nebengesteines vorkommen.

Bei allen Gängen, die in diese Abtheilung gehören, ist dies, wenn auch in wechselndem Maasse der Fall. Eine sehr grosse Zahl gerade der durch ihre Erzführung bekannten und daher genauer erforschten Gänge sind in unserm Sinne Conglomeratgänge.

Auf manchen der Kobaltgänge bei Schneeberg im sächsischen Erzgebirge

[1]) H. Wagner, Beschreibung des Reviers Aachen. Bonn, Marcus, 1881. pag. 24.

bilden grössere und kleinere Schollen und Bruchstücke des Nebengesteines in grosser Ausdehnung die vorherrschende Ausfüllung.

Der Bleierz führende Gang zu Mittelacher bei Eckenhagen in der Rheinprovinz ist mehrfach auf mehrere Lachter weit mit regellos durcheinander liegenden, grossen scharfkantigen Grauwackenstücken ausgefüllt, welche oft nur durch einen ganz dünnen krystallinischen Quarzüberzug verkittet sind, sodass man nicht selten lachterweit zwischen diesen Stücken in den grösstentheils offen stehenden Gangraum hineinsehen kann. Dabei wurden oft dünne und lange Splitter der Grauwacke von einzelnen Barytkrystallen gestützt und getragen; die zierlichsten Krystalle von Bleiglanz haben sich beiderseitig auf solchen Scheiben von Grauwacke ausgebildet.[1])

Die Erzvorkommnisse von Totos bei Sigeth in der Marmaros finden sich auf einem im Grünsteintrachyt aufsetzenden mächtigen Gange, der von einer groben Breccie des Nebengesteines erfüllt ist. Thon, Quarz und Erze bilden das Bindemittel der Breccie. Unter den Erzen herrscht Kupferkies vor. Er durchzieht oder bildet eigentlich das Bindemittel der Breccie. Im ersteren Falle liegen zahlreiche Körner desselben in einer Art Thon, der aus der Zersetzung des Nebengesteins hervorgegangen ist, oder im Quarz; im letzteren Falle bildet er derbe Linsen, Wülste oder Adern von mehreren Centimeter Mächtigkeit.[2])

Die sogen. Glauchgänge in dem Gebiete von Nagyag im südwestlichen Theil des siebenbürgischen Erzgebirges zwischen den Flüssen Maros und Aranyos sind bis zu 1 Meter mächtig, mit Eruptivgesteinsmassen und mit eckigen Fragmenten des Nebengesteines, eines eigenthümlichen Schiefers, selten auch mit nussgrossen Quarzkugeln erfüllt. Sie streichen wie die dortigen Erzgänge, auf deren Metallgehalt sie einen günstigen Einfluss ausüben.

Die sogen. stehenden Gänge bei Graupen, am Südabfall des sächsischen Erzgebirges gegen Böhmen, die im grauen Gneiss aufsetzen und mit den anderen sogen. Hauptgängen und den Gefährteln den Zinnerzbergbau dieser Gegend bedingen, sind bis zu 7 Centim. mächtig, stehen steil bis 69 und 79° und werden von einer Quarzbreccie mit kieseligem und steinmarkartigem Bindemittel erfüllt, das Zinnerz und häufig Kiese in einzelnen Nestern enthält, und noch von manchen anderen Mineralen begleitet wird.[3])

Der mächtige Brauneisensteingang von Bergzabern an der Haardt durchsetzt ziemlich senkrecht den Buntsandstein, seine Mächtigkeit schwankt von etwa 1 bis 22 Meter und seine Ausfüllung besteht vorherrschend aus einer groben Breccie des Nebengesteines, deren Stücke durch einen sandigen Brauneisenstein verkittet sind.[4])

Eine ganz besondere Art der Ausfüllungsmasse von Gängen entsteht in manchen Fällen dadurch, dass das in dieselben geführte Trümmermaterial sich im Zustande äusserster Zerkleinerung befindet, sodass aus der Verfestigung desselben Thonschiefer ähnliche Gesteine hervorgehen.

Ein recht charakteristisches Gebilde dieser Art ist der sogen. Gangthonschiefer des Oberharzes bei Clausthal, Zellerfeld und Lautenthal. Die dortigen Erzgänge bestehen vorwaltend aus einem eigenthümlichen vom Nebengestein verschiedenen Thonschiefer und kleineren und grösseren, z. Th. colos-

[1]) Schmidt, Beiträge zur Lehre von den Gängen. pag. 15.

[2]) v. Cotta, Berg.- u. hüttenmänn. Zeitung. 1862. pag. 9.

[3]) Groddeck, l. c. pag. 141.

[4]) Cotta, Erzlagerstätten II., 170 und 397.

salen Fragmenten des Nebengesteines, Grauwacke, Grauwackenschiefer und Thonschiefer. Gewöhnlich ist es ein milder, fettig anzufühlender, bituminöser und glänzend schwarz gefärbter Thonschiefer, der äusserst fein aber verworren geschiefert, im Ganzen aber den Salbändern der Gänge parallel geschichtet ist, und zahllose glänzende Quetschflächen enthält, durch welche er sehr oft in krummflächige, linsenförmige Massen abgesondert wird.

Nach A. v. GRODDECK[1]) entstand der feine Thonschieferschlamm innerhalb der Spalte dadurch, dass die Trümmer des Nebengesteines zu feinstem Pulver mechanisch zerkleinert wurden, in Folge der Bewegungen der Spaltenwände. Durch die einsickernden Tagewasser wurde dieses Pulver zu Schlamm umgewandelt und unter dem Drucke des auflastenden Hangenden der offenen Spalte zu schiefrig abgesonderten Massen umgebildet. Es liegt also eine wirkliche Gesteinsbildung im Gange vor.

Diese Erklärung dürfte wohl auch vollkommen zutreffend sein. BISCHOF hatte geglaubt, es sei die Erfüllung der Spalte lediglich durch von der Oberfläche her zugeführten Thonschieferschlamm entstanden. Es ist freilich nicht ausgeschlossen, dass ein Theil der Schlammmasse, besonders in oberen Teufen, auch eine fremde ist, der grössere Theil aber rührt gewiss von den Wänden des Nebengesteines her.

Aehnliche schwarze Thonschiefer kommen nach GERICKE auf den Verwerfungsklüften des westphälischen Steinkohlengebirges und nach v. GRODDECK auf der grossen Lettenkluft vor, welche die Erzgänge von Przibram abschneidet.[2])

E. TIETZE hat schwarze, plastische, thonige Massen, die sich in den Gängen von Maidanpeck in Serbien und Vöröspatak in Ungarn finden und von den Bergleuten Glamm genannt werden, mit den Oberharzer Gangthonschiefern verglichen. Er meint, dass sich Gangthonschiefer zu dem Glamm verhalten möge, wie fertige Thonschiefer zu einem Thon. Die Schlammmassen im Glamm sind noch nicht durch den Druck schiefrig geworden. Da sich im Glamm von Vöröspatak Bruchstücke von Gesteinen finden, die nicht dem Nebengestein angehören, sondern z. Th. weither transportirt worden sein mussten, so spricht dies für die Annahme, dass sich in solchen Gangmassen mit den lediglich durch Zerreibung der Wände gebildeten Trümmern und Schlammmassen auch fremde von oben zugeführte zu mischen pflegen, wie das auch an und für sich durchaus natürlich erscheint.

Grösstentheils aus zugeführtem fremden Material bestehen z. B. die Gangmassen der Gänge von Derbyshire. Es sind mergelige, sandige, conglomeratische Massen, die sogen. Lowky, in denen CH. MOORE nicht nur Versteinerungen des Kohlenkalkes, in dem die Gänge netzförmig aufsetzen, sondern auch solche der rhätischen Formation und des Lias entdeckte.[3])

Die sogen. Bestege d. h. fortlaufende Einfassungen an einem oder beiden Salbändern eines Ganges sind ebenfalls grösstentheils nichts anderes als ein mechanisch aufgelockertes, zerriebenes und in Folge dessen zersetztes, weiches und bröckliches Nebengestein. Dass sich dasselbe in einem Zustande sehr starker Compression befindet, zeigt sich auch darin, dass es, wenn es auf der einen Seite freigelegt und dadurch aus der Spannung losgelöst ist, oft mit grosser Kraft sich ausdehnt und anschwillt, namentlich wenn es Wasser aufnimmt; es vermag dann

[1]) Zeitschr. d. deutsch. geol Ges. 1866, XVIII. pag. 693 u. pag. 1869, XXI. 499.

[2]) NAUMANN, l. c. pag. 571.

[3]) GRODDECK, l. c. pag. 245.

die stärkste Zimmerung zu zerdrücken, wie FOURNET von den Gängen bei Pontgibaud angiebt.[1])

2. Vertheilung der Mineralmassen auf den Gängen, Wechselbeziehungen von Gängen und Nebengestein zueinander.

Da unter den Gängen die Erzgänge, d. h. solche, die wenigstens stellenweise Erz in einer die Gewinnung lohnenden Menge enthalten, gerade hierdurch das hervorragendste Interesse erregen, so sind die Verhältnisse der Vertheilung und der Ungleichartigkeit in der Mineralausbildung fast ausschliesslich bezüglich der Erzgänge genauer untersucht und festgestellt worden.

Man pflegt die Ausfüllungsmasse dieser Gänge geradezu in Gangmasse oder Gangarten und in die Erze zu unterscheiden. Im Vorhergehenden sind die verschiedenen Arten der ersteren ausführlich behandelt worden, das Verhältniss der Vertheilung der Erze zu der übrigen Gangmasse ist dabei zunächst ausser Acht geblieben.

Ausser den Gangarten und Erzen finden sich auf den Gängen in untergeordneten Mengen und mehr zufällig eine Reihe anderer Minerale, grösstentheils solche, die aus den Umwandlungsprocessen, die in der Gangspalte sich abspielen, hervorgehen. Hierzu gehören vor Allem die wasserhaltigen Silicate, die Zeolithe, aber auch die steinmark- und kaolinähnlichen Substanzen u. a.

Diese spielen jedoch bei den Betrachtungen über die Vertheilung der Minerale auf den Gängen gar keine Rolle, da ihr Vorkommen überhaupt nur als sporadisches, in gewissem Sinne auch zufälliges zu bezeichnen ist.

Bei der Vertheilung der Gangarten und Erze aber sind eine Reihe wiederkehrender Regelmässigkeiten und Gesetzmässigkeiten erkannt worden.

Nach dem herrschenden oder dem werthvollsten Erze werden in der Regel die Gänge benannt. Man spricht in diesem Sinne von Gold- und Silbergängen, von Bleierzgängen, Antimongängen, Eisenerzgängen u. s. w. ohne dass damit bezeichnet werden soll, dass die Gänge ausschliesslich oder auch nur überwiegend jene Erze führen. Aber auch bei der Vertheilung der Erze werden doch die wichtigsten Erze in erster Linie in Betracht gezogen und darnach sind auch die Angaben über diese Verhältnisse zu beurtheilen.

Die Bergleute haben immer die Erfahrung gemacht, dass die Erze innerhalb der Gänge durchaus nicht regelmässig vertheilt sind. Erzreiche Stellen wechseln mit erzarmen oder erzleeren ab. Die erzführenden Stellen nennt der Bergmann »Erzmittel,« die erzleeren »taube Mittel,« der Uebergang von einer erzreichen Stelle in eine erzarme oder taube daher auch Vertaubung oder Verunedelung, das Gegentheil Veredelung. Dass die Erkenntniss der Vertheilung der Erzmittel und der Ursachen oder wenigstens der begleitenden Umstände von Veredelung oder Vertaubung für den Bergmann von der grössten Wichtigkeit ist, liegt auf der Hand. Nur sehr gering sind aber allgemeiner giltige Erfahrungssätze auf diesem Gebiete; was man darüber kennt, ist meist nur von localer Bedeutung.

Bezüglich der Form unterscheidet man:

1. Nesterförmige Erzmittel: unregelmässig gestaltete Anhäufungen von Erz in verschiedenen Theilen der Gangräume.

2. Erzfälle oder Adelsvorschübe: lang zonenförmig ausgedehnte Erz-

[1]) BURAT, Traité de géognosie III. pag. 540.

mittel, die in der Gangebene diagonal zwischen Streichen und Fallen zu verlaufen pflegen. Als typisch bezeichnet von GRODDECK[1]) das von J. TRINKER beschriebene Vorkommen am Kleinkogl bei Brixlegg in Tyrol. Innerhalb der höchst complicirt zusammengesetzten von N.—S. streichenden und ca. 55° nach Ost einfallenden Gänge bilden die Adelsvorschübe Zonen die unter 36° nach Norden einschiessen. Die Erzfälle der hintereinander liegenden Gänge sind selbst wieder in einer bestimmten Richtung geordnet, welche J. TRINKER den generellen Adelsvorschub genannt hat.

3. Erzsäulen: schmale aber lange Erzmittel, deren Längenerstreckung mit der Falllinie steil stehender Gänge zusammenfällt. In Gängen sind sie noch verbreiteter als die Erzfälle.

VON RICHTHOFEN giebt an, dass in den Goldquarzgängen Californiens die Erzmittel immer ganz regelmässig säulenförmig sind.

Solche Erzsäulen haben u. a. der Comstock Lode in Nevada (pag. 459), die Gänge von Pontgibaud in Frankreich (pag. 469) u. a.

Von besonderem Einflusse auf die Mineral- und Erzführung ist auch die Weite der Gangspalte, man hat z. B. im Harze gefunden, dass die Gänge dort erzleer werden, wo sie eine sehr grosse Mächtigkeit erlangen.

Beispiele, dass an verschiedenen Stellen im Streichen und Fallen der Gänge eine ganz andere Erzführung besteht, liefern die Bergbaue in Cornwall in England. Viele Gänge, welche in den oberen Teufen Zinkblende führen, haben in der Tiefe Kupfererze. Zu Potosi in Süd-Amerika beherbergt ein Gang in den oberen Bausohlen Zinnerze, in der Tiefe Silbererze.[2])

Die für den Bergbau allerdings sehr wichtige Frage, ob die Gänge überhaupt mit der Tiefe edler oder unedler werden, ist noch nicht zu beantworten. Die Angaben aus den verschiedensten Gebieten theilen z. Th. ganz widersprechende Thatsachen mit. Nur so viel steht fest, dass durchweg der Unterschied in der Teufe auch Unterschiede in der Erzführung bedingt. Zum Theil können diese mit der ursprünglichen Erfüllung schon herbeigeführt, wie es z. B. in den eben angeführten Beispielen der Fall ist, z. Th. aber auch erst nach der Erfüllung durch Umwandlungsvorgänge eingeleitet und ausgebildet worden sein, die ihre Unterstützung vorzüglich durch Einwirkungen erhielten, die von der Oberfläche der Erde kamen.

Solche secundäre Teufenunterschiede in der Erzführung von Gängen sind es z. B. wenn an Stelle der geschwefelten Erze, die Oxyde oder Haloidverbindungen oder auch ged. Metalle in den oberen Teufen erscheinen.

An den reichen Kupfergängen in Chile, die in der Teufe aus Buntkupfererz und Kupferkies bestehen *(bronces)*, welche sehr ausgedehnte und reine Erzmittel bilden, sind die Ausgehenden bis zu 59 Meter tief in oxydische Kupfererze *(metal de color)* umgewandelt.[3])

Der Atacamit (eine Verbindung von Kupferchlorid mit Kupferhydroxyd) in den im Diorit und Syenit aufsetzenden Gängen an der Algodon Bay in Bolivia, im Küstenlande der Wüste Atacama, ist ohne Zweifel durch die Einwirkung des Meerwassers auf die in der Teufe sich findenden Kupfererze entstanden.

Eine der verbreitetsten Erscheinungen dieser Art ist der sogen. eiserne Hut,

[1]) l. c. pag. 77.

[2]) GRIMM, Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien. Prag 1869. pag. 120.

[3]) GRODDECK, l. c., pag. 81.

[4]) L. LIPPKEN, Berg- und hüttenm. Zeit. 1877. pag. 129.

der deutschen Silberbergleute (pag. 146). Viele silberhaltige Bleierze und andere Silbererze führende Gänge beherbergen in den geringeren Teufen und am Ausgehenden Eisenerze: Eisenoxydhydrate, die Umwandlungsproducte von den in der Tiefe mit den edleren Erzen einbrechenden Eisenkiesen oder Eisenspath.

Unter der Bezeichnung »Pacoerze« versteht man in Bolivia und Chile die am Ausgehenden der Gänge oft bis zu 100 Meter tief liegenden, erdigen bis pulverigen, schwefelfreien, meist sehr silberreichen, manchmal auch zinnoxydhaltigen, oxydischen Erze, die nach der Tiefe zu zunächst in einfache Schwefelverbindungen, die sogen. Mulatto's und dann in mehrfache Schwefelverbindungen, die Negrillos übergehen.[1])

Von ganz besonderem Interesse ist das Verhalten von Gängen zu einander bezüglich der Erzführung an den Schar- oder Durchfallkreuzen. Auch bezüglich dieser sind die Erfahrungen durchaus verschieden, es kommen solche Kreuze vor, die entschieden eine ganz erhebliche Veredelung zeigen, aber auch solche, die gänzlich taub und erzleer sind.

Beispiele grösseren Erzreichthums auf den Scharkreuzen liefern u. a. die Bergbaue von Przibram. Hier ist die Scharung des Mariaganges mit dem Adalberthangendgange jederzeit von edler Beschaffenheit und mit reicheren Silbererzen gesegnet als andere Stellen der Gänge. Solche edele Scharkreuze kannte man auch in besonderer Schönheit auf der Grube Morgenstern bei Freiberg. Andererseits haben z. B. die Scharkreuze der Gänge in den Grünsteintrachyten Ungarns und Siebenbürgens z. B. zu Nagyag fast durchweg eine taube und lettige Erfüllung. Auch zu Andreasberg am Harz pflegen die Scharkreuze taub zu sein. Eine verändernde Einwirkung anderer Art pflegen manchmal Gänge von Eruptivgesteinen auf die Erzführung von Gängen auszuüben, mit denen sie sich kreuzen oder schleppen. Mehrere der Spatheisensteingänge im devonischen Schiefergebirge der Gegend von Siegen werden von Basaltgängen durchsetzt oder treten mit ihnen in Berührung. Am Contact ist der Spatheisenstein in Magneteisen, der Brauneisenstein in harten Thoneisenstein verwandelt.

Andererseits treten auch aus den Erzgängen in die sonst erzleeren Eruptivgänge manchmal Erze über. Ein Basaltgang in der Nähe des berühmten Kupfererzganges des Virneberges bei Rheinbreitbach am Rhein ist mit ged. Kupfer in dünnen Blättchen durchsprengt, die durch Reduction aus den Oxyden des Erzganges entstanden sein können. Derselbe Basaltgang enthält auch Bleiglanz und daraus durch Reduction entstandenen Schwefel.

Von der grössten Wichtigkeit, besonders auch für die daraus sich ergebenden Aufklärungen über die genetischen Verhältnisse, sind die gegenseitigen Beziehungen der Gänge und der Nebengesteine bezüglich ihrer Mineral- und Erzführung. Auch hierbei sind allerdings die Verhältnisse der Erzführung vor Allem bekannt und beachtet, während analoge Einflüsse auf die als Gangarten oder accessorisch auftretenden Minerale meist übersehen wurden, obschon auch diese geologisch von nicht minderer Bedeutung sind.

Die Erfahrung hat in fast allen Bergbaudistricten gelehrt, dass die Gesteine, in denen Gänge aufsetzen, keinesweges alle eine gleiche Beschaffenheit der Gangausfüllung bedingen, sondern dass gewisse Gesteine eine reichere, andere eine ärmere Erzführung des Ganges in sich beherbergen. Die günstigen Gesteine, werden von dem Bergmanne auch gutartig und höflich genannt, dagegen die ungünstigen, wilde Gesteine oder Erzräuber.

[1]) Groddeck, l. c. pag. 83.

GRODDECK,[1]) der die verschiedenen Typen der Gänge, die er aufführt, geradezu nach ihrem Auftreten in massigen und geschichteten Gesteinen in zwei Abtheilungen trennt, führt zahlreiche Beispiele an, welche zeigen, dass Erzgänge aus den krystallinisch-massigen Gesteinen in benachbarte Schichtgesteine übersetzen und in diesen entweder sofort oder gar nicht weit von der Grenze taub werden. Die Eisenerzgänge am Harz, die in den Diabasen auftreten, setzen nur selten in die angrenzenden Kieselschiefer und Grauwacken hinein und werden dort taub. Dagegen ist bei den Gängen am Südharz eine ähnliche Beziehung zum Nebengestein nicht aufzufinden. Man glaubte früher, dass dieselben innerhalb der in ihrem Gebiete auftretenden Diabasmassen immer vertauben. Das hat sich jedoch neuerdings als ein Irrthum herausgestellt.[2])

In dem fast ganz in Serpentin umgewandelten Olivinaugitgestein (Palaeopikrit) der Grube Hülfe Gottes bei Nanzenbach unweit Dillenburg in Nassau setzen Kupferkies und Nickelerze führende Gänge auf, die ebenfalls nur innerhalb des Serpentins erzführend waren, beim Uebergang in den benachbarten Schalstein taub wurden.[3])

Die in den Melaphyren am oberen See in Nord-Amerika auftretenden echten Spaltengänge sind nach CREDNER[4]) nur in diesen erzführend und enthalten ged. Kupfer, seltener oxydische und geschwefelte Kupfererze; sie verdrücken sich, wenn sie in feste Diorite, die mit dem Melaphyr zusammen vorkommen, hineintreten und vertauben vollständig, oft bei grosser Mächtigkeit, sobald sie in die angrenzenden Conglomerate und Sandsteine übersetzen.

Auch die goldführenden Gänge von Beresowsk am Ural bieten ein interessantes Beispiel für den Einfluss des massigen Nebengesteines. Eine breite Zone von Granit zieht sich in der Nähe von Kathennenburg durch krystallinische Schiefer hindurch. Quer durch diese Granitzone setzen zahlreiche nicht sehr mächtige Quarzgänge, die nur erzführend sind, soweit sie im Granit liegen. Der Granit selbst ist in der Nähe der Gänge mit in Brauneisenstein umgewandeltem Pyrit imprägnirt. Diese besondere Granitvarietät hat den Namen Beresit erhalten. Sehr interessant ist der Einfluss des Nebengesteines auf die Art der Erzführung auch bei den Gängen von Nagyag in Siebenbürgen (pag. 480). Sie durchsetzen den Grünsteintrachyt und die von diesem umschlossenen grossen Schollen tertiärer Sandsteine und Conglomerate. Aber im Trachyt findet man: Nagyagit, Manganblende, Manganspath und untergeordnet Bleiglanz, Zinkblende, Silberfahlerz und Quarz. Dagegen in den Conglomeratschollen: Sylvanit, Quarz und Kupferfahlerz.

In allen diesen Fällen lag der Hauptsitz der Erze immer in den krystallinisch-massigen oder Eruptivgesteinen und diese konnten daher füglich als die Erzbringer bezeichnet werden.

Jedoch besteht eine solche Beziehung keinesweges immer; denn viele Erzgänge treten gänzlich unabhängig von massigen Gesteinen in Schichtsystemen auf. Jedoch auch bei diesen zeigen sich dann günstige und ungünstige Einwirkungen gewisser Schichten. Auf Neuseeland treten goldführende Gänge theils in Schiefer, theils in mächtigen Sandsteinschichten auf; die Erzführung ist in den beiden Gesteinen ziemlich verschieden. Im Schiefer sind es wenig mächtige Lagergänge

[1]) Lagerstätten, pag. 152 u. 183.
[2]) GRODDECK, l. c. pag. 219.
[3]) v. KOENEN, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1863. XV. pag. 14.
[4]) N. Jahrb. f. Mineral. 1869. pag. 1.

mit weissem Quarz, ged. Gold, Pyrit und Markasit, im Sandstein bis zu 18 Meter mächtige Gänge, mit zerklüftetem Quarz, vielen Kiesen, die Antimon und Arsen enthalten, Fahlerz und Zinkblende; das ged. Gold ist meist krystallinisch blättrig und silberhaltiger als in den Gängen im Schiefer.[1])

Die Gänge von Chañarcillo in der chilenischen Provinz Atacama treten in einem regelmässig geschichteten graublauen und blauschwarzen thonigen Kalkstein oberjurassischen Alters auf. Die edlen Erze: gediegen Silber und die Haloidverbindungen des Silbers, Silberglanz, Rothgiltigerz, Blende, Bleiglanz u. a. sind an gewisse Schichtenniveaus gebunden. Jede Gesteinsschicht nennt der chilenische Bergmann *manto; mantos pintadores* sind solche, die selbst erzführend sind oder veredelnd auf die durchsetzenden Gänge wirken, diese sind entweder Schichtgesteine oder intrusive Grünsteine, *mantos broceadores* sind solche, die dieses nicht thun. Wo zwei Veredelungszonen sich kreuzen, pflegen ganz besonders reiche Erzmittel abgelagert zu sein.

Die zahlreichen Gänge im Kohlenkalk zwischen Aachen und Philippeville in Belgien haben alle das gemeinsam, dass sie im Kalksteine als reiche Bleiglanz- und Blendegänge entwickelt sind, dagegen in das productive Steinkohlengebirge, in die Grauwacken und Schiefer nur als taube Klüfte hinübersetzen. Einer der Gänge der Grube Breiniger Berg bei Stollberg ist in der nahen Steinkohlenmulde des Indereviers als Verwerfungskluft unter dem Namen Münstergewand bekannt (vergl. pag. 459).

Es liessen sich so noch eine grosse Menge weiterer Beispiele über den Einfluss der Nebengesteine auf die Erzführung der Gänge anführen.

Die allgemeine Frage, welche Gesteine und vor Allem, welche geol. Systeme am reichsten an Erzen seien, ob die Eruptiv- und massigen Gesteine oder die geschichteten Gesteine, lässt sich dahin beantworten, dass vorzüglich die älteren krystallinischen Schiefer und ältesten sedimentären Formationen an Erzen reich sind, dass aber ausserdem auch die eruptiven massigen Gesteine vielfach Erzgänge enthalten. Dagegen sind in den jüngeren und jüngsten Schichtgesteinen die Erze weit seltener.

Aber die Erzgänge üben auch auf ihr Nebengestein sehr oft einen deutlich sichtbaren Einfluss aus, wenngleich derselbe manchesmal nur gering ist. In den festen quarzigen Nebengesteinen, den Grauwacken von Przibram ist selbst an den Stellen, die sehr erzreich sind, kaum eine Veränderung neben den Gängen zu bemerken. Andere Gesteine dagegen, besonders die feldspathreicheren, die Granite, Grünsteine, Trachyte zeigen in der Nähe der Erzgänge und oft auch auf grössere Entfernungen eine aufgelöste, lockere Beschaffenheit und sind mit erzigen Theilchen mehr oder weniger imprägnirt. Schon im Vorhergehenden war bei den Gängen von Beresowsk (pag. 485) ein solches Beispiel angeführt. Die Gänge bei Graupen in Sachsen (pag. 480) zeigen das liegende Nebengestein bis zu 7 Centimeter mit Zinnerz imprägnirt, während das Hangende erzfrei ist. Bei Marienberg sind die Silbererz führenden Gänge selbst frei von Zinnerz, dagegen ist das Nebengestein mit solchem imprägnirt.

Ein anderes Beispiel liefern die Gold- und Telluradern im Maria Loretto-Bergbau zu Faczebay in Siebenbürgen. Die nur ein bis mehrere Centim. mächtigen Klüfte setzen in einem sehr quarzreichen Sandsteine und Conglomerate des Karpathensandsteines auf. Sie enthalten ged. Gold, ged. Tellur, sehr goldreichen

[1]) Groddeck, l. c. pag. 207.

Pyrit mit Quarz und Hornstein. Die Conglomerate und Sandsteine sind in ihrem Bereiche zu einem sehr festen, stellenweise zelligen Quarzit umgewandelt, der von kleinen Nestern von Kies und ged. Tellur durchzogen wird und in dem Tellur auch eingesprengt und in kleinen Drusen auskrystallisirt vorkommt. Weiter entfernt von den Gangklüften verliert sich die Erzführung des Nebengesteins.[1])

Und so tritt formell in sehr vielen anderen Beispielen eine unverkennbare Wechselbeziehung zwischen der Gangausfüllung und der Beschaffenheit der Nebengesteine hervor, ohne dass damit bestimmte genetische Beziehungen gegeben wären. Denn in vielen der angeführten Beispiele bleibt es unentschieden, ob von den Gängen aus die Erzführung dem Nebengesteine mitgetheilt oder ob nicht vielmehr dieselbe aus dem letzteren erst der Gangspalte zugeführt wurde. Dass beides stattfinden kann und stattfindet, wird noch im folgenden Abschnitte zur Sprache kommen.

III. Geologie der Gänge.

1. Entstehung der Gangspalten.

Spalten setzen zunächst die Entstehung von Rissen d. i. Discontinuitäten in der Masse der Gesteine voraus, die durch Ueberwindung der in diesen herrschenden Cohäsion unter Einwirkung irgend einer Kraft sich bilden.

Da die Cohäsion der verschiedenen Gesteinsarten eine wesentlich verschiedene ist, so wird es natürlich auch einer verschiedenen Stärke der wirksamen Kraft bedürfen, um die gleichen Risse in ihnen hervorzubringen oder es wird bei einer und derselben Kraft in den verschiedenen Gesteinen das Maass der eintretenden Discontinuitäten ein anderes werden. Für diese Thatsache lassen sich die zahlreichsten Belege aus der Beobachtung an den Gesteinen beibringen. Wir wissen, dass oft in ein und demselben Schichtencomplexe die einen Schichten eine überaus rissige, zerklüftete Beschaffenheit besitzen, während die anderen von Rissen fast ganz frei geblieben sind.

Die Disposition der Gesteine zur Spaltenbildung ist also keinesweges immer die gleiche und manche Verschiedenheit in den Spalten und Gängen ist hierauf zurückzuführen.

Die Kräfte, welche die Cohäsion in festen Massen aufzuheben im Stande sind, können ganz im Allgemeinen zweierlei Art sein. Entweder sie sind innere, moleculare Kräfte, die von der Art und Zusammensetzung der Masse selbst abhängen und ausgehen, oder es sind äussere, der Masse selbst fremde Kräfte. Für jene könnte man die Bezeichnung entokinetische, für diese exokinetische[2]) Kräfte wählen. Die entokinetischen Kräfte sind im Allgemeinen durch den Ausgleich von Spannungen erzeugt, die durch moleculare Veränderungen und Umlagerungen in der Masse hervorgerufen werden.

Solcher Vorgänge kennen wir vor Allem dreierlei in der Natur, die auch für die Bildung von Rissen in Gesteinen von Bedeutung werden können.

Durch chemische Molecularumlagerung können in einer Substanz Risse entstehen, indem die Dichtigkeit derselben eine Aenderung erleidet. Anhydritkrystalle und krystallinische Aggregate von Anhydrit, die sich in Gyps umwandeln (vergl. pag. 140) dehnen sich dabei aus und werden von zahlreichen Rissen durchzogen, die in diesem Falle den krystallographischen Spaltungsdurchgängen entsprechen.

---

[1]) Grimm, l. c. pag. 130.

[2]) ἐντός innen, ἔξω aussen, κινέω bewegen.

Ein anderes Beispiel bietet die mehrfach beobachtete moleculare Veränderung beim Zinn, dessen Blöcke in grosser Kälte aufreissen und zerfallen. Die ursprünglich reguläre Form des Zinns mit dem spec. Gew. 7,29 geht hierbei nach der Ansicht einiger Forscher in die quadratische mit dem spec. Gew. 7,14 über. Nach LEWALD[1]) freilich wäre die genannte Eigenschaft des Blockzinns nur in einer durch das Giessen und rasches Abkühlen verursachten Spannung der äusseren Theile zu suchen, welche mit Abnahme der Temperatur wächst und ein Zerreissen zur Folge hat. Dann gehörte die Erscheinung zu den folgenden. Zwei fernere andere Arten innerer Kräfte, die zur Bildung von Rissen führen, sind nämlich in der Contraction zu sehen, die entweder durch Austrocknen aus dem Zustande der Durchfeuchtung oder durch Erkaltung aus hoher Temperatur bewirkt wird; wir sehen diese Vorgänge alltäglich an trocknenden Schlammmassen und an erstarrenden Schlackenkuchen.

Die exokinetischen Kräfte, die eine Masse zum Zerrreissen bringen konnen, sind ebenfalls verschiedener Art: Zug, Druck, Biegung und Torsion.

Bei der Zugkraft ist in der Natur d. i. also bei Ausschluss künstlicher Mittel immer nur die Gravitation, die Schwere, die erregende Ursache. Eine Masse z. B., die nur einseitig unterstützt ist, kommt dadurch zum Einreissen, dass der nicht unterstützte Theil sich durch seine Schwere loslöst, abwärts gezogen wird und so die Discontinuität in der Masse bewirkt. So entstehen die Risse z. B. bei Gebäuden, deren Fundamentirung ein Ausweichen und Nachgeben nach einer Seite gestatten. So bilden sich auch Erdrisse an abwärts gleitenden Berggehängen.

Durch Druck oder bestimmter ausgedrückt durch Pressung, können ebenfalls Risse in festen Massen hervorgebracht werden. Auch hier wirkt in der Natur wiederum nur die Schwere, d. h. also z. B. die hohe Belastung, die eine Masse auf eine unter ihr liegende ausübt, die dadurch zum Auseinanderweichen kommt. Aber wie auch in gewissen mechanischen Vorrichtungen der vertical gerichtete Druck der Schwere in seitliche Pressungen umgesetzt werden kann, z. B. beim Keil, beim Gewölbe, so bewirkte auch in der Erdrinde die radial wirkende Gravitation oft einen Umsatz in horizontal, tangential wirkende Kräfte. (Vergl. Artikel Erdball pag. 290.)

Durch Biegung und Torsion, beides nahe verwandte Vorgänge, entstehen endlich ebenfalls Risse in festen Körpern, sobald die Masse über das Maass ihrer Nachgiebigkeit d. i. Elasticität in ihren einzelnen Theilen aus der natürlichen Lage gebracht wird. Bei der einfachen Biegung, die endlich zur Zusammenfaltung führt, erfolgt die Veränderung der Lage der Theilchen eines Körpers in einer Ebene, in der auch die Druckrichtung liegt, bei der Torsion erfolgt die Lageveränderung an den beiden gegenüber liegenden Enden eines festen Körpers im entgegengesetzten Sinne, die Folge ist eine schraubenförmige Anordnung der Theile. DAUBRÉE hat interessante Versuche über die Wirkungen beider Arten von Biegungen an festen Substanzen angestellt, auf die wir später noch einmal zu verweisen haben werden.[2])

Dass auch in der Natur für beide Arten von Rissen sich Beispiele finden, werden wir im Verlaufe sehen. In allen angeführten Fällen ist mit dem Momente des Einreissens auch schon eine, wenn auch nur minimale Dislocation der

[1]) DINGLER's Polyt. Journ. pag. 196, 369.

[2]) DAUBRÉE, Synthetische Studien zur Experimentalgeologie, übersetzt von Dr. A. GURLT. Braunschweig 1880. pag. 221 ff.

einzelnen Theile der vorher zusammenhängenden Masse erfolgt. Setzt sich die Bewegung fort, so geht daraus eine Spalte hervor, deren Weite abhängig ist von dem Maasse der Bewegung.

Diese kann aber eine zweifache sein, entweder nur zur Ebene des entstandenen Risses normal oder gleichzeitig parallel zu derselben Ebene, also nach oben oder unten gerichtet, erfolgen. Im ersteren Falle weichen die Stösse der Spalte einfach auseinander. Das ist z. B. der Fall bei den durch entokinetische Kräfte bewirkten Zerreissungen, so lange nicht besondere Umstände eine Abweichung bedingen. In dem zweiten Falle findet eine Verschiebung der beiden Spaltwände in der Fallrichtung des gebildeten Risses statt, die sonst in einer Höhe gelegenen Theile der beiden Seiten erscheinen dann in mehr oder weniger verschiedenen Niveau's.. Das ist meist der Fall bei den durch exokinetische Kräfte bewirkten Zerreissungen.

Aus diesen allgemeinen, theoretischen Betrachtungen ergeben sich schon von selbst die Gesichtspunkte für eine Classification der in den verschiedenen Gesteinsformationen der Erdrinde auftretenden Spalten, soweit hierbei ihre Genesis als entscheidendes Merkmal gelten soll.

Dabei sollen alle solche Discontinuitäten, die lediglich die Folge der Lagerungsverhältnisse sind, also z. B. Schichtenfugen, Ablösungsklüfte an der Grenze zweier Gesteine u. a. ausser Betracht bleiben.

Daubrée, dessen mechanische Versuche zur Klärung aller dieser Fragen so überaus wichtige Beiträge geliefert haben, die er in dem im Vorhergehenden schon einmal citirten Werke[1]) veröffentlicht hat, stellte in der Folge[2]) eine Classification von Spalten auf. Er führt für Spalten den allgemeinen Namen: Lithoklase[3]) ein, die erste Abtheilung derselben nennt er: Leptoklase[4]) und fasst darunter nur solche Spalten von sehr geringer Ausdehnung in beiden oder wenigstens einer Richtung zusammen.

Diese zerfallen in zwei Gruppen:

1. die Synklase,[5]) die entweder durch Contraction beim Erkalten oder beim Austrocknen gebildet werden: hierzu gehört die Absonderung in Prismen, wie sie bei Basalten und anderen Eruptivgesteinen vorkommt, die prismatische Absonderung gewisser Gypse, die griffelförmige Absonderung vieler Mergel und Thone u. a. m. Im Kleinen ist die Erscheinung ganz besonders ausgezeichnet bei den sogen. Septarien, das sind linsenförmige Mergel-Concretionen, welche säulenförmig zerklüftet sind.

2. Die zweite Gruppe nennt Daubrée Piësoklase,[6]) sie umfasst die Pressungsklüfte. Zu diesen rechnet Daubrée vor Allem die vielen kleinen geradlinig oder gebogen verlaufenden Spalten in den verschiedensten Gesteinen, welche diese in viele kleine, meist unregelmässige Theile zerlegen. Die Concretionsadern verschiedener Minerale, welche durch Ausfüllung dieser Spalten entstehen, machen dieselben vor Allem sichtbar, so die Adern von Quarz in den Schiefern, von Kalkspath in den Kalksteinen u. dergl. Deutliche Anzeichen der stattgehabten Pressung sind die sogen. Quetschflächen oder Spiegel, die ebenfalls in vielen Gesteinen vorkommen.

---

[1]) l. c. Band I., Abschnitt II.

[2]) Bull. Soc. géolog. de France. Ser. III. Band X, 1881—82. pag. 136.

[3]) λίθος = Stein, κλάω = zerreissen.

[4]) λεπτός = fein, klein.

[5]) συν im Sinne des lateinischen *cum* in contrahere.

[6]) πιέζω = pressen.

Eine Trennung dieser Piësoklase von einem Theile der folgenden Spalten dürfte sehr schwierig sein. Man muss dann das Kriterium festhalten, dass die Dimensionen nur sehr unbedeutend sind und dass keinerlei bedeutende Verschiebung der getrennten Theile gegeneinander stattfand. DAUBRÉE legt das Hauptgewicht auf die Theilung in parallel angeordnete, parallelopipedische Stücke des Gesteines zwischen den Piësoklasen.

Die zweite Hauptabtheilung nennt DAUBRÉE Diaklase.[1]) Darunter versteht er Spalten, welche die geschichteten Formationen in fast ebenen Flächen durchschneiden, meist mit grosser Ausdehnung, sowohl in horizontaler als auch verticaler Richtung bei horizontaler Lage der Schicht, im Allgemeinen in zwei nahe auf einander senkrecht stehenden Richtungen, von denen die eine in der Regel die Fallebene ist. Auch in massigen Gesteinen treten diese Diaklase auf, z. B. bei den Graniten.

Die eigenthümlichen ruinenartigen Verwitterungsformen vieler Gesteine z. B. der Sandsteine beruhen darauf, sowie auch das Zerfallen von Granitkuppen in quaderförmige, oder wollsackähnlich abgerundete Blöcke hierdurch eingeleitet wird. Manche Granite z. B. sehr deutlich die flachen Kuppen in der Ebene östlich der Gebirge von Schlesien bei Striegau und Strehlen sehen fast wie geschichtet aus in Folge dieser zahlreichen Spalten, von denen das eine System, das die schichtenähnlichen Bänke absondert, parallel den Oberflächencontouren, das andere senkrecht dazu verläuft. Das was sonst als parallelopipedische oder quaderförmige Absonderung bezeichnet wird, deckt sich im Allgemeinen mit dem, was DAUBRÉE unter den Diaklasen versteht. Die bei den Piesoklasen hervorgehobene parallele Anordnung der Absonderungsstücke, das Fehlen einer Verschiebung ist auch für die Diaklase zutreffend. Zwischen diesen beiden Gruppen scheint die scharfe Grenze zu fehlen.

Als dritte Hauptabtheilung endlich bezeichnet DAUBRÉE die Paraklase,[2]) Spalten, welche sich, stets mit einer Verschiebung verbunden, durch die grössten horizontalen und Tiefenerstreckungen auszeichnen. In diese Klasse gehören nach ihm vorzüglich die grossen Verwerfungsspalten.

Ein wesentlicher Unterschied der Diaklase und der Paraklase, den allerdings DAUBRÉE selbst nicht hervorhebt, dürfte doch wohl vor Allem auch darin zu sehen sein, dass die Diaklase in ihrem Verlaufe auf ein Gestein beschränkt bleiben, d. h. in einem benachbarten Gestein ist die Zahl, der Abstand, die Anordnung derselben wieder eine andere. Sie sind eben abhängig von der Natur des Gesteines. Die Paraklase dagegen setzen ohne Rücksicht auf den Gesteinswechsel durch ganze Schichtencomplexe und ganze Formationen hindurch.

Schematisch zusammengefasst stellt sich also die Classifikation DAUBRÉE's wie folgt dar:

Lithoklase.

1. Leptoklase
   - Synklase
     - durch Abkühlung.
     - durch Austrocknung.
   - Piësoklase durch Pressung.
2. Diaklase.
3. Paraklase.

Wie sich ergiebt, ist das Eintheilungsprincip nicht ganz consequent; bei den Leptoklasen ist ihre Ausdehnung, bei den Piësoklasen die Art der Entstehung,

[1]) διά = quer hindurch.

[2]) παρά = vorbei, um an die erfolgende Verschiebung zu erinnern.

bei den Diaklasen und Paraklasen, die Art der Erscheinung das Charakteristikon. Nach Daubrée würden freilich die beiden letzten Gruppen nach ihrer Entstehung eigentlich nicht zu trennen sein, dieselbe Ursache kann füglich beide Arten von Spalten hervorrufen, sie setzen nur eine andere Intensität der wirkenden Kraft voraus.

Daubrée hat durch seine experimentellen Versuche erwiesen, dass sowohl Druck, Faltung als auch Torsion beiderlei Bildungen nachzuahmen vermögen. Aber eines wird man doch wohl annehmen dürfen, dass für die grossartigere Wirkung auch die gewaltigere Ursache nothwendig gewesen und dass für die Paraklase die Natur des Gesteines nicht direct in Betracht kommt. Bei Druck und Torsion wird wesentlich die Natur der Masse, des Gesteines, die Wirkung bedingen und die in der einen Substanz entstehenden Risse werden bei gleicher Pressung und gleicher Torsion dennoch sehr verschieden ausfallen müssen als bei der anderen. Werden Complexe ungleicher Gesteine derselben Torsion unterworfen, so ist nicht wohl denkbar, dass die entstehenden Risse in allen Schichten so gleichartig werden, dass sie nur als ein System erscheinen. Jedes Gestein wird ein eigenes System von Spalten erhalten, je nach dem Maasse seiner Elasticität. Bei einer Faltung oder einem Zerreissen durch Zug d. i. Einsinken eines Theiles der Masse, werden aber die Risse trotz der Verschiedenheit der zu einem Complex vereinigten Schichten, dennoch gleichmässig durch dieselben hindurchsetzen müssen, höchstens die Weite und Form der entstehenden Spalten kann verschieden werden, in dem einen Gesteine ebenflächig und glattwandig, in dem anderen unregelmässig und krummlinig, aber der allgemeine Verlauf der entstehenden Spalten erscheint unabhängig von der Natur der Schichten oder Gesteine.

Wenn nun als Charakteristikon für die Diaklase zu der Daubrée'schen Definition noch hinzugefügt wird, dass sie in gleicher Ordnung und in einem Gesteine auftreten und in jener nicht in die Nachbargesteine übergreifen, dann wird auch der wahrscheinliche genetische Unterschied der beiden Arten von Spalten in der Classification sichtbar werden.

Die Diaklase sind die Folge von Druck und Torsion, ohne dass eine tektonische Aeusserung, d. h. eine die Schichtenstellung ändernde Dislocation damit sichtbar verbunden sein muss, während die Paraklase eben nur die Folge ausgeprägter tektonischer Vorgänge sind, der Faltung der Schichten, des Einsinkens, des Aufberstens. Daher zeigen auch Gesteine in anscheinend ungestörter ursprünglicher Lagerung, wo also eine Faltung nicht erfolgt ist, dennoch die Absonderungserscheinungen der Diaklase. Dass aber Paraklase von gleicher Formentwicklung dennoch durch ganz verschiedene Ursachen entstehen können, das kommt in der Classification Daubrée's gar nicht zum Ausdruck.

So dürfte denn eine andere ganz consequent aus genetischen Gesichtspunkten hergeleitete Classification, wie sie Groddeck[1]) in seiner Lagerstättenlehre aufstellt, den Vorzug verdienen. In wieweit sich dieselbe mit Daubrée's Eintheilung deckt, ist ohne Weiteres aus der Vergleichung zu erkennen. Groddeck unterscheidet:

I. Contractionspalten
   a) Abkühlungs-, b) Austrocknungsspalten.
II. Dislocationsspalten.
   a) Einsturz- und Aufbruchsspalten.

---

[1]) l. c. pag. 313.

b) Faltungsspalten
- α. streichende.
- β. spiesseckige und querschlägige.
- γ. Aufblätterungsspalten.

c) Pressungsspalten.

Jedoch scheint auch diese Classification nicht ganz scharf und nicht umfassend. Einsturz- und Aufbruchsspalten sind zu wesentlich verschieden, als dass sie in eine Gruppe gehören. Torsionsspalten kennt GRODDECK noch nicht.

Wenn wir versuchen, auf Grundlage der vorausgegangenen theoretischen Betrachtungen und gewissermaassen die beiden vorerwähnten Eintheilungen combinirend, ein System der Spalten nur nach genetischen Gesichtspunkten aufzustellen, so würde sich dann etwa folgendes Schema ergeben, das im Einzelnen zu erörtern und mit Beispielen zu belegen sein wird.

Gesteinsspalten.

I. Entokinetische Spalten
- a) durch Dilatation
- b) durch Contraction
  - α. beim Erkalten
  - β. beim Austrocknen.

II. Exokinetische Spalten.
1. Einsturzspalten
2. Aufbruchsspalten
3. Biegungsspalten
   - α. Faltungsspalten
     - α_1 Bruchspalten.
     - α_2 Schubspalten.
     - α_3 Aufblätterungsspalten.
   - β. Torsionsspalten.
4. Pressungsspalten

I. Die Spalten dieser Hauptabtheilung bedürfen nach dem Vorhergehenden keiner weiteren Erörterung. Als Gänge sind sie, wenn erfüllt, schon nach ihren Dimensionen stets nur von untergeordneter Bedeutung. Dass es auch Spalten geben kann, die durch Dilatation gebildet sind, ist nach dem Vorhergehenden pag. 487. theoretisch unzweifelhaft. Dieselben dürften unter den Gesteinen, ausser in dem dort schon angeführten Beispiele des in Gyps sich umwandelnden Anhydrites, vielleicht nur noch bei Dolomiten sich finden, wenn dieselben durch blosse Aufnahme von Magnesiacarbonat aus Kalksteinen entstanden sind, also eine bedeutende Volumvermehrung erlitten haben.

Auf den durch Contraction beim Erkalten entstandenen Rissen und Fugen finden sich in den Eruptivgesteinen Mineralausfüllungen, die also wirkliche kleine Gänge darstellen. Auf den Fugen zwischen den Basaltsäulen am Dattenberg bei Linz am Rhein haben sich bis zu 3 Centim. dicke Krusten von Kalkcarbonat als Aragonit und Calcit gebildet. Auf den Spalträumen zwischen den Basaltprismen am Steinrother Kopf bei Betzdorf an der Sieg findet sich fast reiner Phosphorit.

Als Beispiel eines Erzganges, in dem die Räume zur Aufnahme der Erze wesentlich durch Contraction gebildet sind, kann der Kupfererz führende Granitgang der Näsmarkgrube in Tellemarken gelten.[1]) Durch den mächtigen Granitgang setzen in ganz regelmässigen Abständen, beinahe querschlägig, d. i. normal zu den Gangsalbändern verlaufende Klüfte, die mit Quarz, Kupferglanz und Buntkupfererz erfüllt sind.

Auch das Vorkommen von gediegen Kupfer auf einigen Basaltgängen darf

[1]) Nach GRODDECK, l. c. pag. 199.

hierhin gerechnet werden, da wesentlich die Contractionsspalten den Zutritt der erzführenden Lösungen gestatteten.

Die durch Austrocknung entstandenen Spalten erlangen gleichfalls selten eine bedeutende Ausdehnung. Als Gangräume sind sie daher ebenfalls nur von geringer Wichtigkeit. Der Erfüllungsprocess zeigt sich recht schön bei den Septarien, bei den Adern faserigen Gypses in den Mergeln der Tertiärformation, den Lagen von Cölestin in den Schichten der Trias in Thüringen, namentlich an der Dornburg u. a.

Auch das schon pag. 475 erwähnte Vorkommen von Strontianit in der Gegend von Hamm in Westphalen gehört ohne Zweifel hierhin. Die zahlreichen, nicht tief in den Kreidemergel niedersetzenden Spalten, die mit Strontianit erfüllt sind, entstanden nach der Trockenlegung des westphälischen Kreidegebirges in dem thonigkalkigen Gestein durch Austrocknen. In diese Spalten setzten sich kohlens. Kalkerde und Strontianit ab, während die Spalten noch unbedeckt an die Oberfläche mündeten, daher auch Trümmerstücke, Versteinerungen u. dergl. von oben in dieselben hineinstürzen konnten.[1]

Ein anderes recht schönes Beispiel erfüllter, durch Austrocknung entstandener Spalten bilden die schmalen und kurzen Trümmer von Faserkalk in dem grauen durchaus etwas kalkhaltigen, mergeligen Schiefer von Montiers in der Tarantaise in Savoyen. Die Trümmer, parallel und gerade und senkrecht zu den Thonschieferlagen gerichtet, sind oft nur 3—5 Centim. lang, selten länger. Mit dem Thonschiefer wechseln Lager von splitterigem Kalkstein; an diesem schneiden die Trümmer immer scharf ab und setzen nicht in diesem fort. Auch die Trümmer der verschiedenen Thonschieferlager passen nach Zahl, Lage und Mächtigkeit gar nicht aufeinander, jede Thonschieferschicht hat ihr eignes System von Spalten. Darin zeigt sich deutlich, dass die Ursache ihrer Entstehung innerhalb der Schicht selbst gelegen haben muss.[2]

Solche durch Austrocknung entstandene Spalten finden sich auch in grosser Zahl in manchen Steinkohlenflötzen. Dass sie hier durch eine andere Ursache als die Pressung entstanden sind, zeigt sich darin, dass sie die schieferige Absonderung der Kohle, die auf jene zurückgeführt werden muss, mehr oder weniger schiefwinklig durchschneiden. Auf diesen oft nur winzig kleinen Spältchen ist Kalkspath, Gyps, Pyrit sehr häufig abgelagert und so erscheinen jene als feine gangartige Körper in der Kohle. Zuweilen sind dieselben auch erzführend, es finden sich als Ausfüllung Blende, Bleiglanz, Kupfererze u. a. Auch diese Spalten sind immer nur auf die Kohlenflötze beschränkt. Sie sind daher gleichfalls als eine entokinetische Bildung anzusehen. Wenn man nicht die Austrocknung als Ursache annehmen will, bleibt nur noch die Annahme übrig, dass die in der Kohle fortdauernden Umwandlungsprocesse, moleculare Veränderungen sie hervorgerufen haben. Auch dann gehören sie in diese Gruppe.

Ob hierher nicht vielleicht auch ein grosser Theil der Quarztrümmer in Grauwacken, der Calcitschnüre in Kalksteinen, der Gypsadern im Gyps gehören, das dürfte nur schwer zu entscheiden sein.

Diese, ganz besonders aber alle derartigen Erscheinungen in krystallinischen Schiefern, wie z. B. die von Groddeck,[3] allerdings auch nur als zweifelhaft

[1] V. D. Mark, Verh. d. naturhist. Ver. Bonn 1874. Corr.-Blatt 100.
[2] v. Weissenbach in Cotta's Gangstudien. Bd. I. pag. 68.
[3] l. c. pag. 32.

hierher gehörig, angeführten feinen erzführenden Gangadern im Talkschiefer von Ruosina, im Kalkstein von Miltitz, in den chloritischen Schiefern vom Südabhange der Calanda in Graubünden gehören wohl eher zu den durch exokinetische Kräfte, Pressung oder Druck entstandenen Spalten. Auch DAUBRÉE scheint dieselben alle zu seinen Piësoklasen zu rechnen.

II. 1. Einsturzspalten.

Einsturzspalten, die wir füglich auch Senkungsspalten nennen können, da keinesweges der plötzliche Eintritt des Ereignisses Bedingung ist, sehen wir in Bergbaurevieren gar nicht selten in unwillkommener Weise vor unseren Augen entstehen. Mächtige Risse und klaffende Spalten durchziehen den Boden in Folge der Senkungen, die der Bergbau hervorruft, der den Boden durch geschaffene Hohlräume unterminirt.

Vollkommen analog entstehen in der Erdrinde auch natürliche Spalten, wenn Hohlräume im Inneren der Gebirge sich zu bilden vermögen, in welche die darüber liegenden Schichten entweder mit plötzlicher Ablösung und starker Zertrümmerung oder auch langsam und allmählich, aber auch dann nicht ohne Zerreissung einsinken.

Hohlräume im Inneren der Gebirge entstehen vornehmlich dadurch, dass leicht lösliche Gesteine vom Wasser gelöst und fortgeführt werden oder dass durch Umwandlung eines Gesteines, also durch chemische Vorgänge eine Volumverminderung bewirkt wird. In grossem Maasstabe vollziehen sich Vorgänge der ersten Art bei Kalk- und Gypsgesteinen, die der letzteren Art z. B. bei der Umbildung von Kalksteinen zu Dolomiten (vergl. pag. 143).

Bei dem Niedersinken ganzer Gebirgsglieder werden dieselben in sich gelockert und zerrissen werden müssen, da eine vollkommen regelmässige an allen Theilen gleichmässige Senkung kaum denkbar ist. Vollkommenes Ablösen längs grosser Spalten muss aber erfolgen, wenn nur einzelne Theile einer Schicht einsinken, die anderen dagegen in ihrer ursprünglichen Lage verharren. Es bilden sich dann Verwerfungs, d. i. Dislocationsspalten, die in ihrem Verlaufe und in ihrer Ausdehnung abhängig sind von den unter der sinkenden Schicht liegenden Hohlräumen.

Ein recht schönes Beispiel dieser Art hat v. SEEBACH mitgetheilt.[1]) Ein Profil durch Muschelkalk und Keuper, entblösst durch die hohe Steilwand des rechten Ufers der Werra unterhalb Kreuzburg in Thüringen, legt die Verhältnisse unzweideutig dar. Im mittleren Muschelkalk ist ein kleiner Gypsstock eingelagert, den man der Länge nach im Profile sieht. Soweit derselbe reicht, liegen die Schichten des Nodosenkalkes und Keupers vollständig ungestört übereinander, wo der Gyps aber fehlt, da ist alles was über dem mittleren Muschelkalk gelegen war, verworfen, und zwar ist die Lagerung der verworfenen Massen so, wie wenn sie in eine Höhlung eingesunken wären.

Noch grossartiger sind Verwerfungen dieser Art, die neuerdings M. BAUER aus der nächsten Umgebung von Gotha, vom Seeberge beschrieben hat.[2]) Hier grenzen längs einer Verwerfungsspalte Gyps, Keuper und mittlerer Muschelkalk aneinander. Die Höhe der Verwerfung müsste also dem ganzen Betrag des oberen Muschelkalkes und der Lettenkohle entsprechen, ein Einsinken an der einen Seite der Spalte um ungefähr 80 Meter stattgefunden haben.

[1]) Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872, pag. 185.

[2]) Die geol. Verhältnisse der Seeberge etc. bei Gotha. Jahrb. d. k. preuss. Landesanstalt. 1881. pag. 39.

Nicht sehr weit von dieser Localität kommen in der That im mittleren Muschelkalk Steinsalz und Anhydriteinlagerungen von mindestens dieser Mächtigkeit vor. Wenn diese Schichten fortgeführt wurden, war die Bildung jener Verwerfung also möglich. Bauer ist geneigt, einen grossen Theil der Verwerfungen nördlich vom Thüringer Wald auf eine gleiche Ursache zurückzuführen.

Die Existenz von Einsturzspalten, gebildet wie die angeführten Analoga, ist nun theoretisch allerdings in grosser Verbreitung vorauszusetzen. Wenn die Beschreibungen der amerikanischen Forscher aus den Plateauländern von Utah und anderen Staaten im Westen uns das Auftreten gewaltiger Verwerfungsspalten zwischen den einzelnen Theilen dieser Gebirge melden, ohne dass die zwischenliegenden geschichteten Formationen aus der ursprünglich horizontalen Lage dislocirt wurden, ohne dass sie demnach gefaltet erscheinen, so müssen wir doch solche Spalten auch in die Gruppe der Einsturzspalten stellen. Aber schwierig wird es, zumal in älteren Formationen, dieselben als solche zu erkennen und somit besonders mineralerfüllte Gänge als Einsturzspalten nachzuweisen.

2. Aufbruchsspalten.

Das allgemeine Charakteristikon dieser Spalten ist darin zu sehen, dass die Kraft, der Druck, der eine Gesteinsmasse zum Einreissen und Aufbersten brachte, aus der Tiefe, von innen heraus nach oben gerichtet war.

Wir kennen in der Natur zwei Vorgänge, die einen solchen Druck, einen bis zum Bersten der aufliegenden Schichten gesteigerten Hub hervorzubringen vermögen: einmal empordringende Eruptivgesteine und dann metamorphische Vorgänge, die mit einer Volumvermehrung der sich umwandelnden Gesteine verbunden sind.

Die einfachsten typischsten Aufbruchsspalten erster Art zeigen sich an den thätigen Vulkanen. Die im Inneren des vulkanischen Kegels aufsteigende Lava, unterstützt von hoch gespannten Dämpfen, bringt den Mantel des Kegels zum Aufbersten, die Lava erfüllt unmittelbar die gebildete Spalte und fliesst als Lavastrom über die oberen Ränder derselben über. Die erfüllte Spalte aber setzt als Gesteinsgang durch den Mantel des Vulkanes hindurch. Wir können hier nicht näher auf den Mechanismus solcher Spaltenbildung eingehen, im Kapitel Vulkane kommt derselbe näher zur Sprache.[1]) Es bildet sich auf diese Weise meist ein System von Spalten, eine Hauptspalte und zu beiden Seiten derselben Compensationsspalten. Diese letzteren dienen häufig den Gasen und Dämpfen zum Ausweg und finden ihre Erfüllung durch Sublimationsproducte. So entstehen z. B. gangartige Anhäufungen von Eisenglanz.

Auch das Empordringen aller älteren Eruptivgesteine ist im Allgemeinen in ähnlicher Weise vor sich gegangen. Die Erfüllung durch die flüssige Gesteinsmasse erfolgte unmittelbar nach dem Aufreissen der Spalte; dieselbe Kraft, welche die Lava emporhebt, veranlasst auch das Aufbersten der Decke. Ein grosser Theil der auftretenden Eruptivgänge gehört also ohne Zweifel in die Gruppe der Aufbruchsspalten, aber keinesweges alle. Wir werden sehen, dass das Nachdringen des eruptiven Magma's in vielen Fällen gewiss erst in der Folge der Spaltenbildung durch Faltung eintrat. Erst die gebildete, durch eine von dem Magma ganz unabhängige Kraft gebildete Spalte, gab jenem die Möglichkeit in ihr emporzudringen. Da liegen keine eigentlichen Aufbruchsspalten vor.

Auch dort, wo Eruptivgesteine in horizontaler Richtung in geschichtete For-

[1]) Vergl. darüber: Sartorius-Lasaulx, Der Aetna. Bd. II. Die Gangbildungen. pag. 351.

mationen eindringen und zwischen denselben die sogen. Intrusionslager bilden, ist für die aufliegenden Schichten eine Erhebung die nothwendige Folge, wie dieses widerum am Mantel des Aetna in schönen Beispielen zu sehen ist.[1]) Nur von der Ausdehnung und Mächtigkeit der intrudirten Masse wird es abhängen, in welchem Maasse hierbei die aufliegenden, gehobenen Schichten auch zerspalten werden. Von den intrusiven Eruptivgesteinen, die man in vielen Gebieten nun schon unzweifelhaft nachgewiesen hat, pflegen gar nicht selten nach oben Ausläufer auszugehen und sich mehr oder weniger weit quer durch die Schichten fortzusetzen. Das sind erfüllte Aufbruchsspalten.

Die amerikanischen Geologen, besonders G. R. Gilbert in seiner geologischen Beschreibung der Henry Mountains,[2]) glauben die Existenz ausgedehnter, vollkommen kuppenförmiger Intrusionen von Eruptivgesteinen in die Schichten annehmen zu dürfen, für welche sie den Namen Laccolite[3]) eingeführt haben. Ein Laccolit entsteht, indem von einem im Inneren einer geschichteten Formation mündenden Canal aus, der nicht bis an die Erdoberfläche durchzubrechen vermag, eine Anhäufung von Lava in ähnlicher Weise sich bildet, wie das sonst auf der Erdoberfläche geschieht: es bildet sich ein unterirdischer Kegel: Der Laccolit ist ein unterirdischer Vulkan. Die über dem gebildeten Laccolit liegenden Schichten werden natürlich bedeutend gehoben und gebogen und so bilden sich in denselben Systeme von Aufbruchsspalten, die radial zu dem Gewölbe des Laccoliten selbst gerichtet sind.

Die Erscheinungen entsprechen also im Allgemeinen solchen, wie wir dieselben auch an centralen Granitmassivs kennen, von denen Apophysen in die umgebenden Schichtengesteine auslaufen. Für manche dieser Granitstöcke ist es nicht unwahrscheinlich, dass sie erst durch die Verwitterung und Abtragung der umgebenden Gebirgsschichten zu Tage getreten sind; ursprünglich waren es dann Laccolite. Die von ihnen auslaufenden Gänge sind Aufbruchsspalten. So wird es auch durch mancherlei Umstände mehr und mehr wahrscheinlich, dass manche der jetzt über dem Gebirge des rheinischen Devons gelegenen Basaltkuppen, besonders die seitlich am Rheinthale vorspringenden, ursprünglich im Inneren der Schichten gelegen haben und erst nach und nach herausgelöst wurden. Die über ihnen etwa gebildeten Aufbruchsspalten sind mit der Umhüllung verschwunden, nur seitliche Zweige können noch erhalten sein.

Man kennt aber auch hin und wieder noch in dem Inneren der Schichten steckende, kuppenartige Basaltmassen. Ein Beispiel dieser Art, wo die Erfüllung der umgebenden Aufbruchsspalten einen Erzgang hervorgerufen hat, dürfte in dem Rotheisensteinvorkommen von Willmannsdorf bei Jauer in Schlesien zu sehen sein. Ein mehrere Meter mächtiger Gang, auch von Seitentrümmern begleitet, der von Ost nach West quer durch die Urthonschiefer und grünen Schiefer des Gebietes hindurchsetzt, führt vornehmlich Rotheisenstein, Eisenglanz, Quarz, Schwerspath und Brauneisenerz. Dieser Gang stösst im Osten an einen unterirdischen Basaltkegel, der an der Tagesoberfläche nicht mehr sichtbar ist, dagegen nach der Teufe an Ausdehnung zuzunehmen scheint. Am Basalt hat der Gang seine grösste Mächtigkeit, nach Westen verliert er sich allmählich im zersetzten Nebengestein; überhaupt hat er nur eine Länge von etwa 100 Meter. Im Fortstreichen

[1]) Sartorius-Lasaulx, l. c. Bd. II. pag. 356.

[2]) Report on the Geology of the Henry Mountains. Washington 1877.

[3]) λάκκος Cisterne, daher Gesteioscisterne gewissermaasseo.



des Ganges auf der Ostseite deutet die rothe Färbung der Thonschiefer an, dass dort ebenfalls eine Gangspalte zu suchen sei.

Nach der Beschreibung kann man hier an einen Laccoliten denken, der durch seine Intrusion in die Schiefer beiderseitig Spalten in diesen aufgesprengt hat.

Dass das Aufsprengen auch in der Richtung der Schichtenfugen geschehen, also in einem Aufblättern bestehen kann, ist leicht einzusehen.

Eine andere Art der Bildung von Aufbruchsspalten wird durch die bei der Umwandlung mancher Gesteine erfolgende Volumvermehrung bewirkt.

Eine solche zeigt sich in ganz ausgezeichneter Weise z. B. bei der Umwandlung von Anhydrit in Gyps (vergl. pag. 141). Wo diese in grösserer Ausdehnung an Anhydritstöcken sich vollzog, da sind die erhebenden Wirkungen auf die überliegenden Schichten ebenfalls in grossem Maasstabe zu erkennen. In der deutschen Trias sind die gewundenen, aufgerichteten, zertrümmerten, in der mannigfaltigsten Weise von Spalten durchzogenen Schichten überall in der Nähe des Gypses eine ganz gewöhnliche Erscl einung. Die Spaltenbildung ist freilich eine durchaus unregelmässige, die Erfüllung derselben nur in seltenen Fällen bis zur eigentlichen Bildung gangartiger Gebirgsglieder fortgeschritten.

3. Biegungsspalten. α. Faltungsspalten.

Das grossartige Maass der Faltung der ursprünglich horizontal gebildeten geschichteten Gesteine können wir überall in den Gebirgen wahrnehmen. Wir bringen es mit der Bildung der Gebirge in direkten ursächlichen Zusammenhang, die wir uns durch einen seitlichen Druck oder Schub emporgewölbt denken.

Dieser seitliche Druck wird durch die Contraction der Erde erklärt, wonach die von der äusseren Peripherie radial nach der Mitte sich bewegenden, also einsinkenden Schichtensysteme in einen immer verkürzten Raum einzutreten gezwungen werden und sich demnach gegenseitig in einander schieben, falten und aufstauen müssen.

Welche Vorgänge es möglich machen, dass die uns jetzt starr erscheinenden Gesteine, diese Faltungen mitzumachen vermögen, anscheinend ein hohes Maass plastischen Verhaltens besitzen, das ist hier zunächst für uns nicht von Bedeutung. Darauf wird in dem Artikel über die Gebirgsbildung eines Näheren eingegangen werden.

Für die Erklärung der Genesis der Gangspalten genügt die unzweifelhafte Thatsache, dass in vielen Fällen eine starke, oft bis zu vollkommener Schlingenbildung fortgeschrittene Faltung der Schichten stattgefunden hat. Wir vermögen uns dann schon rein theoretisch die verschiedenen Möglichkeiten zu entwickeln, die in Folge einer Faltung zur Bildung von Rissen und Spalten führen.

Wenn die Faltung regelmässig durch einen längs einer Linie normal zu dieser gleichmässig wirkenden Druck erfolgte, so wie wir etwa ein Blatt Papier mit beiden Händen zu einer Falte auf dem Tische gegeneinander schieben, so mussten in dem Augenblicke, wo die Elasticitätsgrenze der sich biegenden Schicht überschritten wurde, Risse, Brüche, Spalten entstehen, die ihrer Längsrichtung nach quer zu der Richtung des Druckes standen, also parallel verliefen dem Streicher der Schicht. So vermögen die sogen. streichenden Gangspalten erklärt zu werden.

Die Regelmässigkeit ihrer streichenden Lage hängt von der Gleichmässigkeit der schiebenden Kraft und des Widerstandes, der Elasticität des Gesteines ab, welches zusammengeschoben wurde.

Sowie einer dieser beiden Factoren ungleiche Intensität längs jener Linie besass, ward der Verlauf der Spalten dadurch beeinflusst. Dieselben mussten aus der streichenden Lage in eine spiesseckige übergehen, d. h. sie liegen nicht mehr parallel, sondern unter schiefen Winkeln, diagonal, zum Streichen der Schicht.

Je mehr die Druckkraft oder die Nachgiebigkeit der Schichten in zwei angrenzenden Theilen der zur Faltung kommenden Schichten differiren, um so mehr müssen sich die gebildeten Spalten der zur Druckrichtung, zur Bewegung parallelen Stellung nähern. So entstehen die querschlägigen Spalten, deren Verlauf normal zum Streichen der Schichten steht.

In diesen liegt nothwendig auch eine Verschiebung der Theile der gefalteten Gebirgsmasse in der Richtung des Druckes vor und solche Spalten können daher als durch Schub, nicht durch blossen Bruch entstanden gelten.

Solche durch Schub entstandene Spalten liegen auch da vor, wo ein durch blossen Bruch gebildeter, streichender Riss, bei der fortgesetzten Wirkung des Druckes zu einer Uebereinanderschiebung der beiden Stösse sich weiter bildet. Der Riss lag natürlich in dem Scheitel, d. i. der meist gebogenen Stelle der Falte; diese ist in ihrer Zusammengehörigkeit nicht mehr vorhanden; der eine Flügel liegt im Fallen der Spalte höher als der andere. Die zahlreich in Steinkohlenbecken bekannten streichenden Ueberschiebungen sind Beispiele dieser Art. Bei der Faltung dünngeschichteter Gesteine, deren einzelne Lagen aber einen festen Zusammenhang bieten, kann auch ein Aufblättern derselben erfolgen. Es entstehen Spalten, welche in den Schichten liegen; nach der Erfüllung wären sie als Lagergänge zu bezeichnen.

Sonach ergeben sich also bei der Faltung im Wesentlichen die oben aufgestellten 3 Arten von Spalten: Die Bruchspalten, Schub- und Aufblätterungsspalten. Weitaus die Mehrzahl der durch Mächtigkeit und ein bedeutendes Aushalten im Streichen und Fallen ausgezeichneten Gangspalten gehört zu den Faltungsspalten.

Die Abhängigkeit von einer in der Stellung der gebildeten Falten meist wohl zu erkennenden Druck- oder Schubrichtung und die hierdurch bewirkte parallele Lage der in einem Gebiete entweder streichend, spiesseckig oder querschlägig zu den Schichten auftretenden Gänge untereinander, endlich auch das unbeirrte Fortsetzen solcher Spalten durch die verschiedenartigsten Gesteine eines Gebirges charakterisirt dieselben ganz besonders.

Das Verhältniss, die Zusammengehörigkeit und Stellung der Gangspalten in den Schichten ist besonders im Harze neuerdings durch die verdienstvollen Arbeiten von v. Groddeck, Lossen, Kayser u. A. genauer erforscht und festgestellt worden. Es ergab sich hierbei zunächst, dass alle Theorieen, welche die Entstehung der Oberharzer Gangspalten mit dem Aufdringen der Granitmassen des Brockens und des Kellwasserthales in Zusammenhang bringen wollten, gänzlich unhaltbar sind. Dieses gilt sowohl für die Gänge von Andreasberg, wie für die Clausthaler. Beide Ganggruppen stehen durch gemeinsame Spalten im innigsten Zusammenhang, das ganze Spaltensystem westlich des Brockens erscheint als ein durchaus einheitliches. Alle diese Spalten sind gleichzeitig Verwerfer und viele durchsetzen und verschieben in der evidentesten Weise auch den Granit.[1])

Die Mehrzahl der zum Theil recht bedeutenden Spalten streichen in einer

[1]) Kayser, Ueber das Spaltensystem am S.W.-Abfall des Brockenmassivs. Jahrb. der kgl. preuss. Landesanstalt 1881. Berlin 1882.

der Gebirgsachse parallelen Richtung, andere so vor Allem die grosse Oderspalte mehr nach NNW. bis N. Alle diese Spalten sind Querspalten. Eine Gruppe anderer Bruchlinien und Gänge, deren wichtigste die Andreasberger Ruscheln sind, haben ungefähr ostwestliche Richtung und sind Diagonalsprünge. Alle diese Spalten und Gänge sind demnach als Schubspalten in unserem Sinne charakterisirt und so ist es natürlich, dass sie alle auch verwerfende Wirkungen ausgeübt haben. Echte Längs- oder streichende Spalten und Verwerfungen kommen nur in ganz beschränktem Maasse in dem Gebiete vor. Dass ein Theil, vielleicht die Mehrzahl der Gangspalten auch als Torsionsspalten aufgefasst werden kann, darauf kommen wir sogleich noch zurück.

Ganz besonders deutlich tritt in diesem Gebiete auch der Umstand hervor, dass die Art der Erfüllung vollkommen unabhängig ist von der Lage der Spalten zu den Schichten: Ob es Eisensteingänge, Quarzgänge, kupfererzführende Schwerspathgänge, silberreiche und bleiglanzführende Gänge oder die tauben, sogen. faulen Ruscheln sind, das hat bezüglich des Parallelismus ihres Auftretens keinen Einfluss. Die Spaltenbildung ist ein Process für sich und die Erfüllung davon zunächst ganz unabhängig. Eine und dieselbe Spalte nimmt in ihrem Verlaufe bezüglich ihrer Mineralführung eine sehr wechselnde Beschaffenheit an.

Auch die in dem rheinischen Schiefergebirge auftretenden Gangspalten zeigen dieselbe unverkennbare Abhängigkeit von den Faltensystemen des Gebirgsbaues. Die meisten derselben setzen als Querspalten, einige jedoch auch als spiesseckige oder streichende Spalten auf. Viele parallele Gänge vereinigen sich zu Ganggruppen und Zügen, den grossen Hauptgängen schaaren sich oft kleinere Gangtrümmer zahlreich an und liegen ihnen parallel, aber auch häufige Quertrümmer sind mit den Hauptgängen verbunden. Dort wo nicht die Erzführung ganz besonders die Aufmerksamkeit auf die Gänge gelenkt hat, sind sie gleichwohl als taube Quarzgänge oder Verwerfungsklüfte vorhanden. Auch die meisten Gänge der rheinischen Gebirge sind Verwerfer.

Gleichwohl treten auch bedeutende streichende Gänge auf, solche wenigstens, welche der Haupterstreckung nach mit dem Streichen der Schichten zusammenfallen. Der Gangzug von Holzappel und die Hauptgänge des Emser Gangzuges gehören hierher. Der letztere erstreckt sich von Braubach am Rhein über das Lahnthal bei Ems bis nach Dernbach westlich von Montabaur. Die zwischen den Schichten liegenden eigentlichen Hauptgänge sind taub, die Erzmittel liegen immer auf den Querklüften, welche an den Hauptgängen abschneiden.[1]

Auch die Erzgänge in den devonischen Gesteinen der Halbinsel Cornwall, die vorzugsweise aus Thonschiefern bestehen, die dort Killas genannt werden, gehören grösstentheils zu den Faltungsspalten. Sie durchsetzen den Granit, der hier in mehreren kleineren Massiv's aus den Schiefern emporragt, die von diesem als Ausläufer ausgehenden Felsitporphyre, die sogen. Elvans und die Schiefer in gleicher Weise. Während die Elvangänge, die z. Th. ebenfalls erzführend werden, als Aufbruchsspalten vom Granite aus bezeichnet werden müssen und als solche nur in den Schiefern rings um die Granite auftreten, sind alle die übrigen Spalten in den Bewegungen der Faltenbildung bedingt und durchsetzen daher alle Gesteine des Gebirges ohne Unterschied. Verwerfungen sind auch hier überall mit den Gängen verbunden. Die meisten derselben, sowie auch die nur mit Quarz, Thon und Letten erfüllten tauben Gänge, die cross courses der englischen Bergleute, gehören zu den querschlägigen und diagonalen Gangspalten.

[1]) Groddeck, l. c. pag. 228.

β. Torsionsspalten.

Schon bei der Faltenbildung zeigen sich vielfach Erscheinungen, die erkennen lassen, dass keinesweges in allen Fällen ein constant in gerader Richtung wirkender Druck vorhanden gewesen sein kann. Das zeigen z. B. ganz evident die für ganze Ganggruppen und Züge sich vollziehenden Aenderungen im Streichen, zugleich verbunden mit einer analogen Umbiegung in der Streichrichtung der Schichtensysteme selbst. Je mehr hier die richtige Erkenntniss von genauer und detaillirter Einzelbeobachtung abhängt, um so mehr wird ein aus sorgsamer, vielseitiger Erforschung festgestelltes Beispiel, die Basis allgemeiner Schlussfolgerung bieten müssen.

Recht deutlich treten solche Uebergänge auf der schönen geognostischen Uebersichtskarte des Harzes von K. A. Lossen[1]) auch schon äusserlich hervor.

In einigen überaus interessanten und scharfsinnigen Abhandlungen erörtert derselbe aber auch die inneren Ursachen, die Mechanik der Vorgänge bei der Spaltenbildung im Harz.[2]) Getragen sind seine Folgerungen zugleich von der vorausgehenden und gleichzeitigen detaillirten Erforschung des Gebietes durch die Arbeiten Kayser's, v. Groddeck's u. A.

Die früher angenommene Vorstellung von einem durch den ganzen Harz fast ausnahmslos herrschenden südwestnordöstlichen Generalstreichen der Schichten wurde durch die Arbeiten der geologischen Landesuntersuchung widerlegt. Der Harz, zwischen dem rheinisch-westphälischen Schiefergebirge mit südwestnordöstlichem Streichen und den hercynisch-sudetischen Gebirgen mit südostnordwestlichem Streichen in der Mitte gelegen, ist äusserlich und innerlich ein Gebirgsknoten, in dem sich die beiden einseitig von S.O und von S.W. her zusammengeschobenen Faltensysteme kreuzen und vereinigt finden.

Das niederrheinische Faltensystem ist das ältere, das hercynische das jüngere. Die Umbiegung des älteren einseitigen Faltensystems in Folge der jüngeren hercynisch gerichteten ebenfalls an sich einseitigen Zusammenschiebung ist der geol. Vorgang, der nach Lossen wesentlich als die Ursache der Spaltenbildung angesehen werden kann. Das Alter der meisten Gänge dürfte in die jüngere Carbonzeit, einige Zeit vor Anfang der Permperiode verlegt werden, in dieser Zeit begannen also auch die Hebungen und Zusammenschiebungen in hercynischer Richtung.

Die Gangspalten im Harze verlaufen in der That nicht eigentlich querschlägig, wie es einem einseitigen Schube entsprechen würde, sondern meist spiesseckig, diagonal. Nach Lossen hangen aber solche Brüche nicht so sehr von einem bei der Faltung senkrecht, aber ungleich gegen das Streichen der Schichten wirkenden Drucke als vielmehr von einem solchen ab, der schief gegen schon mehr oder weniger gefaltete Schichten wirkt; sie sind meist die Ausgleichungen einer Spannung, hervorgerufen durch Druck oder Zug, welcher die gefalteten Schichten ihrer Streichlinie nach umzubiegen oder zu knicken und zu falten bestrebt ist. Um die ursprünglich niederländisch von SO. nach NW. gerichteten Falten in die hercynische Lage zu bringen, die sie im nordöstlichen Theile des Harzes zeigen, mussten sie um einen rechten Winkel umgebogen werden. Dieser Wechsel in der Faltungsrichtung kann nur durch eine Spiral-

1) Maassstab 1 : 100000. Berlin 1881.

2) Ueber d. Zusammenhang zwischen Falten, Spalten u. Eruptivgesteinen im Harz. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanstalt 1881. Berlin 1882.

drehung der Schichten, eine Torsion bewirkt werden, wie man sich dieses leicht mit einem zu einer Falte gebogenen Papierstreifen klar machen kann. Diese Torsion also war die Ursache der meisten Spaltenzerreissungen.

Wenn man die Gangtheorie nur unter Berücksichtigung des Oberharzes ansieht, der im Buchberg und der Acker ein kleines Kettengebirge für sich darstellt, dann kann man sich die Spalten allerdings nur durch einen aus einer Richtung rechtwinklig aber ungleich wirkenden Massenschub herleiten. Aber es erscheint doch richtiger, die beiden gleichzeitig vorhandenen Faltungssysteme des Harzes, das niederrheinische und hercynische ebenmässig zu berücksichtigen und als wirksam anzunehmen.

Mit der Umbiegung der Faltensysteme waren gleichzeitig auch Einsenkungen verbunden, welche bewirkten, dass die Spiraldrehung in Wirklichkeit nicht nur im horizontalen, sondern auch im verticalen Sinne stattfinden musste.

So zeigt in der That die Tanner Grauwacke, die unterste Etage des silurischen Systems im Harz, im Fallen und Streichen hin und her, auf und niedergebogene »Korkzieherfalten« in der Umgebung des Rammberges.[1])

Von ganz besonderer Bedeutung erscheint eine weithin fortsetzende Spalte, die dem Oderthale entsprechend verläuft und daher als Oderspalte bezeichnet wird. Sie weicht in ihrer Richtung von allen grösseren Spalten und Gängen des Oberharzes ab, denn sie streicht fast nördlich. Sie entspricht der Sehne- oder Drehungsachse zu dem Bogen, der aus der Umbiegung des niederländischen Faltensystems in das hercynische gebildet wird und zerspaltet den Granit von St. Andreasberg in Folge des Wechsels in der Faltungsrichtung im Sinne des hercynischen Systems.

Aber auch die Harzer Gangspalten und die meisten sogen. tauben Ruscheln oder spiesseckigen Faltenverwerfungen lassen sich als Torsionsspalten erkennen. Ihre Streich-, Fall- und Verwerfungsrichtung ist leicht verständlich im Sinne des Ausgleiches der bei der Schichtenverbiegung entstehenden Spannungen.

»Es steht aber die Grossartigkeit dieses Gangspaltensystems im umgekehrten Verhältnisse zu der relativ geringen Deformirung des in niederländischer Richtung gefalteten Devonsattels. Je weniger der hercynische Faltendruck zur Umgestaltung der älteren niederländischen, schon zu sehr versteiften Falten fähig war, um so mehr musste er sie brechen.«

Welch' geringes Maass wirklicher Torsionsbiegung aber nöthig ist, um in einigermaassen spröden Körpern Systeme zahlreicher Spalten hervorzurufen, das haben, wenn auch nur im Kleinen, die lehrreichen experimentellen Versuche Daubrée's gezeigt.[2])

Die von jenem Forscher in einfachster Weise in Glasplatten erzeugten Netze von Sprüngen zeigen in Anordnung und Verhalten eine überraschende Aehnlichkeit mit der Gruppirung und den Verhältnissen der Gang- und Verwerfungsspalten in stark zerrissenen Gebirgstheilen. Derselbe angenäherte Parallelismus der Spaltengruppen, strahlen- oder fächerförmig von einzelnen Punkten auslaufende Systeme, die einzelnen Spalten sich kreuzend und verschiebend; derselbe ablenkende Einfluss der einen Spalten auf die anderen, dasselbe Umbiegen im Streichen und Fallen.

So unterstützt diese experimentelle Erfahrung mit vollem Rechte die An-

[1]) Lossen, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXIV. pag. 177.

[2]) Experimentalgeologie. pag. 236.



nahme, dass Torsionsspalten in den Gebirgen häufiger sind, als man es bis jetzt wusste.

Bei seinen mathematischen Untersuchungen über die Elasticität der Erdkruste gelangte LAMÉ zu dem Schlusse, dass diese Hülle unter der Einwirkung einer starken inneren Pressung der Schwere und eines äusseren Druckes Torsionen unterworfen gewesen sein muss.

Die zahllosen Formveränderungen, welche die Erdkruste während langer Zeiträume erlitten hat, haben sich ebenfalls wohl kaum vollziehen können, ohne dass in vielen Theilen Torsionen haben stattfinden müssen. Die seitlichen oder horizontalen Schübe, deren gewaltige, gebirgsbildende Wirkungen man überall deutlich wahrnimmt, haben sich nie mit der im Allgemeinen vorausgesetzten, geradlinigen Regelmässigkeit vollziehen können, als dass nicht ungleiche Bewegung Torsionen hätte erzeugen müssen.

Freilich mögen Beispiele von Torsionswirkungen in so grossem Maasstabe, wie das vorhin am Harze erörtert wurde, nicht häufig sein. Es fehlen zur Erkenntniss und richtigen Beurtheilung ähnlicher Fälle in anderen Gebieten die genauen, bis ins kleine Detail fortgeschrittenen Localerforschungen. Jedenfalls erforden solche grossartigen Torsionswirkungen das Zusammentreffen ganz besonderer tektonischer Bedingungen.

Schon im Vorhergehenden wurde hervorgehoben, dass eine Torsionswirkung wohl nur schwierig gleichmässig durch verschiedene Gesteine hindurchsetzende Systeme von Spaltenrissen hervorzurufen vermöge. Die grossen Differenzen in den Elasticitätsverhältnissen der Gesteine, machen für jedes eigene Systeme von Torsionsspalten wahrscheinlicher.

Aber unter den auf einzelne Schichten oder gleichartige Schichtencomplexe beschränkten Spalten und Gängen darf man Torsionsspalten um so mehr erwarten; ganz besonders überall dort, wo die Schichten complicirte Biegungen erlitten haben. Das ist im höchsten Maasse dort der Fall, wo die Schichten nicht nur im Grossen zu Sätteln und Mulden gefaltet sind, sondern auch im Kleinen wieder aus zahlreichen Falten bestehen. Wir kennen diese vielfachen Biegungen, Windungen, Stauchungen am besten aus den Steinkohlenbecken, sie sind jedoch keinesweges auf diese allein beschränkt.

Jede Umbiegung eines Sattels zur Mulde, womit gleichzeitig der bei geradlinigem Schube nicht gestörte Parallelismus der Flügel in eine oft bedeutende Convergenz umgewandelt wird, setzt nothwendig starke Torsionswirkungen voraus.

Die in den meist gebogenen Theilen der Mulden und Sattellinien in grosser Zahl, bis zur vollständigen Zertrümmerung auftretenden kleineren und grösseren Verschiebungsklüfte sind gewiss zum grossen Theile durch Torsion entstanden. In solchen stark gefalteten Gebirgstheilen ist es ohne Zweifel schwer, einfache Faltungs- oder Bruchspalten von Torsionsspalten zu unterscheiden, die mit jenen stets zugleich sich gebildet haben. Sie sind so nahe verwandt, dass es vielleicht in der Natur überhaupt eigentliche Faltungs- oder Bruchspalten, mit deren Bildung nicht auch Torsionen verbunden waren, gar nicht giebt.

Wie die Versuche DAUBRÉE's gezeigt haben, genügt eine nur sehr schwache Biegung, um zahlreiche Risse und Spalten hervorzubringen. Wenn also z. B. die Unterseite einer horizontal oder wenig geneigt liegenden Gesteinsschicht durch Nachgeben ihrer Unterlage nur zu einer minimalen seitlichen Bewegung oder

Wendung gezwungen wird, der die Oberseite, fest im Gebirgsbau eingefügt, nicht zu folgen vermag, so ist Torsion die Folge.

Eine dem Auge des Geologen kaum sichtbare Deformirung der Schichten genügt demnach, um dieselben mit Spaltensystemen zu durchziehen.

Es mögen überhaupt einsinkende Bewegungen von Schichten, wie sie durch die Fortführung leicht löslicher Schichten im Liegenden bewirkt werden, ganz besonders geeignet sein, Torsionen zu erzeugen. Die Fortführung der Unterlage kann nicht als eine gleichmässige gedacht werden. Gewisse Stellen werden zuerst ein Ausweichen gestatten. In den gebildeten Raum drängt die aufliegende Schicht hinein. Es müssen fast strudelähnliche Bewegungen und Umformungen in den festen Massen entstehen, die ohne Ausgleich der dabei erzeugten Spannungen gar nicht denkbar sind.

So kann man also nicht überrascht sein, auch ausserhalb der stark gefalteten und zusammengeschobenen Schichtensysteme, Zerreissungen und Verschiebungen, Spalten und Gänge zahlreich in ungestörten, fast horizontal gelagerten Schichten zu finden, die nur geringe, kaum wahrnehmbare Dislocationen erlitten.

Der grösste Theil der Spalten, die Daubrée als Diaklase bezeichnet hat, darf zu den Torsionsspalten gerechnet werden. Durch Erfüllung mit Mineralen und Erzen sind dieselben gar nicht selten zu echten Gängen geworden.

Die Querklüfte im Muschelkalk von Wiesloch in Baden gehören hierher. Sie durchsetzen in nahezu verticaler Stellung die Schichten und sind mit Galmei, Brauneisenstein und Bleiglanz erfüllt. Von diesen Rissen und Klüften aus ist die Umwandlung des Kalksteines in Galmei erfolgt, wie viele in Galmei umgewandelte Versteinerungen beweisen.

Die an Kalksteine oder Dolomite verschiedenen Alters gebundenen Blei-Zinkerzlagerstätten von Raibl, Laurion, Mississippi u. a. sind ähnlich gebildet. Die Erze sind meist an Klüfte und Spalten gebunden, welche die Kalksteine in verschiedenen Richtungen netzförmig durchziehen. Durch Erweiterung der Spalten zu grösseren Hohlräumen werden die Erzlager besonders bedeutend. Groddeck hat unter seinem Typus Raibl eine ganze Reihe weiterer hierher gehöriger Vorkommnisse beschrieben.[1])

4. Pressungsspalten.

Wo in den Gesteinen eine mechanische Kraft in irgend einer Richtung zur Wirkung kommt, sei es durch Belastung, Hub, seitlichen Druck oder Torsion, da müssen in derselben Pressungen entstehen. Erscheinungen, die solche Pressungen verrathen, gehören daher zu den häufigen in allen Gesteinen. Absonderungsflächen, Fugen, sog. Spiegel und Quetschflächen finden sich in den stark gebogenen und dislocirten Schichten sowohl wie in den von Biegungen kaum betroffenen. Polirte, wenig ausgedehnte Quetschflächen sind häufig in der Kreide, eine Pressungserscheinung sind die sog. Stylolithen in jungen, noch ungestört gelagerten Mergeln und in grossem Maasstabe ist die blättrige Absonderung, die clivage oder Schieferung, über ganze Zonen gleichmässig verbreitet, die Folge innerer Pressungen in den Gebirgen.

Solche Pressungen bewirken manchmal eine vollkommene Zertrümmerung eines Gesteines oder ganzer Schichtencomplexe in einzelne, gegen einander verschobene Brüchstücke. Der sog. Ruinenmarmor von Florenz, die pietra paesina, ist ein bekanntes Beispiel solcher Zertrümmerung. Die gefalteten Grau-

[1]) l. c. pag. 236. ff.

wacken und Schiefergesteine zeigen nicht selten trotz eines bestehenden äusseren Zusammenhanges eine vollständige innere Zerbrechung. Eine solche erwähnt KAYSER u. a. auch von den grossen Diabasmassen im Süden von Andreasberg am Harz, wo das Gestein aus lauter kleinen polytom-prismatischen, gegen einander verschobenen Fragmenten besteht, welche in Folge der stattgehabten Gleitung allenthalben kleine Rutschflächen, Harnische und Spiegel erkennen lassen. Der gewaltige Druck, den die bis in's Kleinste gefalteten Schichten des Harzes ausgehalten haben, erklärt auch diese Erscheinung.

Die so entstehenden Risse und Spalten besitzen stets nur geringe Dimensionen. Ein Theil des feinen Adernwerkes, das die Gesteine durchzieht, gehört hierher. Kleine Spalten und Fugen, welche in der Begleitung grösserer Mineral- und Erzgänge fast nie fehlen, oft im Inneren derselben sich finden, sind durch Pressung entstanden. Solche mit Psilomelan und Eisenocher erfüllte Klüfte kennt man im Trachyt des Siebengebirges; in dem grobkörnigen Granit bei Wittichen im Schwarzwald sind die Kluftflächen mit einer dünnen Braunitschicht bedeckt. Bleiglanz-, Kupferkies-, Rotheisensteinspiegel sind weit verbreitet auf den Erzgängen verschiedener Gebiete. Der Porphyr am Rumpelsberg und Mittelberg bei Elgersburg in Thüringen ist der Träger der bedeutenden Manganerzvorkommen. Ihn durchziehen sowohl regelmässig von Südost nach Nordwest streichende Gangspalten mit steilem Einfallen, die als Torsionsspalten angesehen werden können, als auch zarte netzartig sich durchkreuzende Braunsteintrümmer, die ihn wie ein Stockwerk durchschwärmen und am wahrscheinlichsten durch die Pressung entstanden sind. So auch die in den Sandsteinen, Thonschiefern und Letten der Quecksilberlagerstätten der Pfalz, besonders am Landsberge bei Obermoschel mit Zinnober überkleideten kleinen Klüfte, auf denen Quetschflächen mit Zinnober oder Amalgam bedeckt, nicht selten sind.

Je mehr aber im Allgemeinen Pressungsspalten mit den durch tektonische Wirkungen hervorgerufenen verschiedenartigen Zerreissungen vereint vorkommen, um so schwieriger wird es, in einzelnen Fällen die äusserlich ähnlichen Bildungen auseinander zu halten.

2. Ausfüllung der Gangspalten.

Die Vorgänge, welche zur Erfüllung der Spalten geführt haben, lassen sich aus drei verschiedenen Gesichtspunkten betrachten und ordnen.

Man kann dabei vorzüglich berücksichtigen 1. die eigentlichen Entstehungsprocesse der ausfüllenden Gangmassen, 2. den zeitlichen Zusammenhang und die Folge der verschiedenen Mineralbildungen und 3. den Ursprung, die Herkunft der zur Erfüllung verwendeten Mineralstoffe.

1. Die eigentlichen Ausfüllungsprocesse können wieder dreierlei Art sein: mechanische, chemische und polygene.

Die mechanisch gebildeten Gangmassen sind vorzüglich die sog. Ganggesteine, dieselben bestehen aus verschiedenartigen Gesteinsbruchstücken und mehr oder weniger, oft bis zu feinstem Schlamm zerriebener Gesteinsmasse.

Die Bruchstücke rühren meist unmittelbar vom Nebengestein her, nur seltener stammen sie auch von entfernter gelegenen Gesteinen ab.

Die im ersten Abschnitte eingehend beschriebenen Conglomeratgänge bieten verschiedene Beispiele dieser mechanischen Erfüllung. (pag. 478.)

Die chemisch gebildeten Gangmassen können überhaupt nur durch solche Processe entstehen, die auch bei der Bildung der einzelnen Minerale beobachtet

werden oder denkbar sind. Solcher Processe giebt es drei: 1. Die Erstarrung aus dem Schmelzflusse: 2. die Abscheidung aus Lösungen und 3. die Sublimation, Verfestigung aus dem gasförmigen Zustande.

Künstliche Mineraldarstellung,[1] die Beobachtung der bei chemischen und Hüttenprocessen zufällig entstehenden Minerale, die noch heutigen Tages sich vollziehenden, also »jugendlichen Mineralbildungen,[2] endlich das Vorkommen, die Associationsverhältnisse der auf den Gängen als Ausfüllung sich findenden Minerale selbst müssen die Anhaltspunkte liefern zur Beurtheilung der jedesmaligen Processe, die einer Gangerfüllung zu Grunde lagen.

Durch Erstarrung aus dem Schmelzflusse sind die Eruptivgänge entstanden. Die künstliche Darstellung der meisten und wichtigsten von den Mineralen, die als Gemengtheile der sogen. Eruptivgesteine vorkommen, durch die überraschenden Versuche von F. Fouqué and Michel Levy[3]) haben nun auch experimentell für diese Gesteine ihre Entstehung aus dem Schmelzflusse dargethan und so das noch fehlende Schlussglied in der Reihe von Beweisen geliefert, die schon früher, vornehmlich aus geognostischen Thatsachen für diese Annahme erbracht waren. Die näheren Umstände der Bildung sind darnach ohne Zweifel ganz ähnliche, wie sie in den heute sich bildenden Laven, die die Spalten der Vulkane erfüllen, unserer direkten Wahrnehmung sich bieten.

Dass für gewisse Mineralgänge die Frage ihrer eruptiven Entstehung noch keineswegs entschieden ist, sie sogar trotz ihrer Aehnlichkeit mit Eruptivgesteinen wahrscheinlicher aus wässriger Lösung auskrystallisirt sind, darauf wurde schon im Vorhergehenden näher eingegangen (pag. 472).

Da auch auf Eruptivgängen Erze vorkommen, so ist der ebenfalls durch vielerlei Beobachtungen erbrachte Beweis von Wichtigkeit, dass eine ganze Reihe der auf Gängen häufigen Minerale, besonders metallische Verbindungen, aus Schmelzflüssen erhalten worden sind. Durch direktes Zusammenschmelzen der Bestandtheile hat man dargestellt: Bleiglanz, Kupferglanz, Buntkupfererz, Rothgiltigerz, Magnetkies und verschiedene Antimonverbindungen u. a.

Die Bildung von Mineralen als Gangerfüllung durch Sublimation hat nur eine geringere Bedeutung. Nur in vulkanischen Gebieten können dieselben erwartet werden, da sie eine hohe Temperatur zur Bedingung haben. Spaltenerfüllungen in den Lavafeldern, die mannigfache interessante Minerale enthalten z. B. Eisenchlorid, Kupferchlorid, Chlorblei, Aurripigment, Salmiak, Chlornatrium u. a. gehören hierher. Ein Theil der Spaltenausfüllung in den schwefelführenden Schichten z. B. in den sicilianischen Districten besteht auch aus sublimatorisch gebildetem Schwefel. Auf künstlichem Wege ist die Bildung einer grossen Zahl von Mineralen durch Sublimation, durch Zersetzung von Dämpfen in hoher Temperatur oder durch Einwirkung von Dämpfen auf andere Körper im glühenden Zustande gelungen, ohne dass für die Mineralgänge hierdurch im Allgemeinen Bildungsanalogien gewonnen worden wären. Nur für den Nachweis, dass fast alle Minerale in verschiedener Weise entstehen können, sind auch diese Methoden der Darstellung von Wichtigkeit geworden.

Die Ausfüllung der meisten Gänge ist durch Bildung von Mineralen durch Ausscheidung aus Lösungen geschehen.

[1]) Hierüber zu vergleichen: C. W. C. Fuchs, die künstlich dargestellten Mineralien. Haarlem 1872 und F. Fouqué u. Michel Lévy. Synthèse des Mineraux et des Roches. Paris 1882.

[2]) Groddeck, l. c. pag. 280.

[3]) l. c.



In dem Artikel »chemische Processe in der Geologie« ist eine Reihe von Fällen erörtert, die für Mineral- und Erzgänge Anwendung finden und mag daher auf dieselben zurückverwiesen werden. (pag. 136 ff.)

Von ganz besonderem Interesse sind die Beobachtungen DAUBRÉE's über die Absätze aus Mineralquellen.[1]) Für die Bildung der Gangmassen haben sie deshalb besondere Bedeutung, weil sie die Gleichzeitigkeit der Bildung sehr verschiedener Minerale und Erze aus einer und derselben Quelle durch Einwirkung derselben auf verschiedene Stoffe darthun.

In dem schon zu Römerzeiten hergestellten Beton der Bäder von Plombières in den Vogesen bilden sich aus den Thermalwassern, welche durch den Kalkmörtel und die Ziegelsteine allmählich hindurchsickern und dieselben angreifen folgende Minerale: Opal, Chalcedon, Kalkspath, Aragonit, Harmotom, Apophyllit, Mesotyp, Skolezit, Gismondin (?) Chabacit, also vornehmlich solche Minerale, die auch in den Gesteinen als natürliche Ausfüllung vorhandener Hohlräume häufig sind. Sie zeigten grösstentheils Krystallformen, die den gewöhnlich in der Natur vorkommenden für diese Minerale ganz entsprechen.

Diese Beobachtung blieb nicht vereinzelt; auch im römischen Mauerwerk zu Luxeuil (Haute Saône), Bourbonne-les-Bains (Haute Marne), in der Umgegend von Oran in Algier fanden sich die gleichen Neubildungen aus den Mineralwassern. Die aus dem Becken der Thermalquellen von Bourbonne-les-Bains gebildeten Producte gewähren durch die gleichzeitige Entstehung der schon angeführten Minerale und metallischen Mineralspecies noch ganz besonderes Interesse. Der Einwirkung der Thermalwasser auf die Bleiröhren, auf Bronze und Eisengeräthe ist die Entstehung der letzteren zuzuschreiben. Aus dem Kupfer der Bronze (Münzen, Nägel) bildete sich Rothkupfererz, Kupferglanz, Kupferschwärze, Kupferindig, Kupferkies, Buntkupferkies, Fahlerz, Atacamit, Kieselkupfer, Carbonate von Kupferoxyd seltener; aus der Lösung der Bleirohre ging Bleiglanz, Bleihornerz, Bleioxyd oder Glätte, Weissbleierz, Vitriolblei hervor; das Eisen gab Veranlassung zur Bildung von Eisenkies oder Pyrit. Das Zusammenvorkommen aller dieser metallischen Minerale mit Kalkspath und Zeolithen vervollständigt das Bild einer Mineralassociation, wie sie auf vielen Erzgängen gefunden wird.

Bei der grossen, fast allgemeinen Verbreitung des Pyrit auf Erzgängen ist dessen wiederholt beobachtete Entstehung aus Mineralwassern besonders bedeutungsvoll. Derselbe wurde u. a. gefunden in den Absätzen aus den Quellen von Aachen, Burgbrohl, Bourbon-Lancy, Bourbon l'Archembault, Saint-Nectaire u. a. Die Thermalquellen von Hamman-Meskoutine bei Constantine in Algerien setzen Erbsensteine ab, denen von Carlsbad und Tivoli vergleichbar, die oftmals mit Eisenkies überzogen und in denen, wenn man sie zerschlägt, feine Lagen von Eisenkies concentrisch eingeschaltet sind. In ganz ähnlicher Weise erscheinen auf Erzgängen in der Nähe von Brilon in Westphalen die grossblättrigen, krystallinischen Massen von Kalkspath in der Weise mit fein vertheiltem Eisenkies imprägnirt, dass dieser in der Form feiner Pünktchen concentrische Zonen bildet, die den Spaltungsebenen, den Rhomboëderflächen, parallel liegen.

Zu Bourbon-l'Archembault, wo der Eisenkies sich auf Kosten einer Eisenstange bildete, die verschwunden ist und deren Stelle er einnimmt, ist er noch von einem anderen Minerale begleitet, das nicht weniger Interesse verdient, nämlich

---

[1]) Experimentalgeologie. pag. 138. ff.

Spatheisenstein. In der Natur ist die Vergesellschaftung gerade dieses mit Eisenkies ganz besonders häufig.

Dass die eigenthümliche Structur der Gangmassen meist gar nicht anders erklärt werden kann, als durch eine allmähliche Krystallisation der Minerale aus wässrigen Lösungen, darauf wurde ebenfalls schon oben hingewiesen.

Auch die Vertheilung von tauben Mitteln und Erzmitteln innerhalb der Spaltenräume lässt sich durch die Circulation von Lösungen und die Verbreitung der Niederschlagsmittel erklären. Als eines der Hauptmittel zum Ausfällen der Metalle aus Lösungen wird der Schwefelwasserstoff anzusehen sein, sei es, dass derselbe aus der Tiefe fertig emporsteigt oder aus schwefelsauren Salzen durch organische Substanz reducirt wird.

Sind die Metallsalze und ihr Fällungsmittel überall in der Spalte gleichmässig vertheilt und gegenwärtig, so ist auch die Vertheilung der Erze in der Gangausfüllung eine gleichmässige, werden die Metallsalze nur sparsam zugeführt und wirken die Fällungsmittel nur an einzelnen Stellen, so erscheinen die Erze ungleichmässig, nesterförmig, strichweise.[1])

Für die Bildung der Minerale in geschichteten Gesteinen ist die Möglichkeit einer anderen Bildung als die durch Abscheidung aus Lösungen geradezu ausgeschlossen. Aber selbst von den in Eruptivgesteinen auftretenden Gängen ist wenigstens ein grosser Theil auf dieselbe Weise erfüllt worden.

Freilich ist nun die Ausfüllungsmasse sehr vieler Gänge und besonders auch der Erzgänge eine mehrfache, es mischen sich mechanisch in die Spalte geführte Trümmer und Bruchstücke mit neugebildeten Mineralen, autogene Bestandtheile mit allogenen (pag. 466). In diesem Sinne ist die Erfüllung der grossen Mehrzahl der bedeutenderen Gänge eine polygene zu nennen.

2. Bezüglich des zeitlichen Zusammenhanges und der zeitlichen Folge, die zwischen dem Aufreissen der Spalte und ihrer Erfüllung einerseits, andererseits zwischen den verschiedenen Ausfüllungsstadien obgewaltet haben, ist zweierlei zu unterscheiden.

Entweder die Erfüllung erfolgte gleichzeitig mit dem Aufreissen der Spalte oder sie fand erst nach einem gewissen Intervall statt und dann entweder in einem einzigen, sich gleich bleibenden Processe oder in einer Folge einzelner, zeitlich getrennter und auch stofflich verschiedener Processe.

Die gleichzeitige Erfüllung der gebildeten Spalte vollzog sich wohl nur bei den Gängen von Eruptivgesteinen.

Aber wenn schon bei den Laven der Vulkane nicht eigentlich die Lava selbst die Trägerin der Kraft ist, welche die Wände des Berges zum Aufbersten bringt, sondern sie selbst getragen wird von einer anderen Kraft, gespannten Dämpfen z. B., so gilt dieses jedenfalls in noch höherem Maasse von den älteren Eruptivgesteinen, denen auch die äusseren Erscheinungen der heutigen Vulkane z. Th. ganz fehlen.

Nicht das Eruptivgestein war die zerreissende, Spalten aufberstende Kraft, sondern diese lag in den tektonischen Vorgängen in der Erdrinde begründet. Die durch Bruch, Schub und Torsion gebildeten Spalten waren nur die Wege, auf denen die Eruptivgesteine empordrangen. Und wenn wir an das denken, was pag. 290 im Artikel über das Innere der Erdrinde ausgeführt wurde, so könnte man vielleicht noch weiter gehend auch behaupten, dass der Process der

[1]) Groddeck, l. c. pag. 307.

Spaltenbildung nicht nur dem flüssigen Eruptivmagma die Bahn zur Erdoberfläche öffnete, sondern auch Bedingung war für den flüssigen Zustand des emporgepressten Gesteines.

In diesen Fällen aber muss immer die Ausfüllung des entstandenen Risses mit seiner Entstehung zusammenfallen.

In allen anderen Gängen aber, deren Erfüllung namentlich auf chemische Processe zurückzuführen ist, auch wenn sich damit polygene, mechanische Ausfüllung verbindet, war der Erfüllungsprocess zeitlich getrennt von der Bildung der Spalte und dauerte durch mehr oder weniger lange Zeiträume mit oder ohne Unterbrechung fort.

Die Gangmasse selbst und ihre Structur zeigt uns dieses unwiderleglich an.

In der symmetrisch, lagenförmigen Structur der meisten Erzgänge, wo die einzelnen Lagen auch aus wechselnden Mineralen bestehen (pag. 475), in den in allen Theilen einer Gangspalte von den gebildeten Mineralen umhüllten Bruchstücken der Nebengesteine, in deutlich unterscheidbaren älteren und jüngeren Mineralbildungen, von denen die ersteren z. Th. wieder zerstört erscheinen und mit Hinterlassung ihrer charakteristischen Form von den jüngeren umhüllt oder gänzlich verdrängt sind (Pseudomorphosen), in den Anzeichen wiederholter erneuerter Eröffnung und Erweiterung der schon theilweise oder ganz erfüllten Gangspalten, endlich auch in dem Umstande, dass noch heute manche Gänge theilweise offene, nicht erfüllte Räume aufweisen, spiegeln sich deutlich die lang andauernden vielfachen Vorgänge wieder, die zu einer endlichen Ausfüllung von Spalten geführt haben.

Selbst bei den anscheinend einfachen, überwiegend nur aus einer Mineralspecies bestehenden Gängen fehlen nur selten die Anzeichen, dass dieselben zeitlich getrennte Ausfüllungsphasen durchlaufen haben. Die vorhin erwähnten Strontianitgänge im Kreidemergel Westphalens (pag. 493) bestehen zwar grösstentheils aus dem Carbonate des Strontiums, jedoch ist das Salband der Gänge häufig durch Kalkspath gebildet, der auch nach den Löslichkeitsverhältnissen der beiden Carbonate zuerst zur Ausscheidung kommen musste. Die so überaus verbreiteten Quarzgänge in den krystallinischen Gesteinen, die Kalkspathadern in den Kalksteinen zeigen trotz ihrer geringen Mächtigkeit die deutlichen Zeichen allmählichen Wachsthums. Wenn irgend eine färbende Substanz vorhanden ist, z. B. Eisenoxyd, so heben sich die einzelnen Lagen schärfer von einander ab: die Folge der Bildungen wird durch Unterschiede in der Färbung sichtbar. Ausgezeichnet schön zeigen dieses Kalkspathgänge in den Kalksteinen der Gegend von Stollberg bei Aachen, die aus zahlreichen abwechselnd rothen und weissen Lagen von stengligem Kalkspath bestehen. Auch die Structur der einzelnen Lagen ist verschieden, fein- und grobstenglige wechseln ab, wie bei den Achaten.

Besonders beweisend für die lange Zeitdauer, die die endliche vollkommene Ausbildung eines Ganges in Anspruch nahm, sind die Beispiele, wo ein wiederholtes Aufreissen, eine Erweiterung der schon theilweise erfüllten Gangspalte, eine Zertrümmerung und erneuerte Verkittung der gebildeten Bruchstücke mit Mineralen stattfand. Gar nicht selten sind die jüngeren Mineralbildungen von ganz anderer Art, wie die älterer Erfüllung. Der Gang des bekannten Trümmerachates von Schlottwitz in Sachsen, die Gänge von Gersdorf, der Quarzgang von La Gardette sind Beispiele dieser Art, die schon im Vorhergehenden angeführt worden sind (pag 477). Interessante Vorkommen dieser Art bietet auch der

Adalbertgang zu Przibram in Böhmen. Auf diesem und anderen dortigen Gängen kann man z. B. Bleiglanz von verschiedenem, zwei auch dreierlei Alter unterscheiden, mehrere Schwerspath- und Kalkspathbildungen und sogar fünferlei verschiedene Quarzbildungen. Die Cocardenstructur ist theilweise ganz ausgezeichnet. Grünsteinbrocken sind mit successiven Lagen von Blende und Bleiglanz concentrisch umhüllt, diese alle von Eisenspath umgeben.

Der in den devonischen Schichten aufsetzende Gang der Grube Louise bei Asbach östlich vom Siebengebirge zeigt auf der alten Gangspalte wesentlich Blende und Bleiglanz mit Quarz und Kalkspath als Erfüllung. Fast in demselben Verlaufe mit dieser älteren Gangspalte riss eine zweite auf, die sich z. Th. ganz parallel an die ältere anfügt, aber vorzüglich Spatheisenstein als Ausfüllung erhielt. So setzen die jüngeren Spatheisensteintrümmer bald in der Mitte, bald auf den Seiten, bald quer in der älteren Gangmasse auf.

Wenn das erneuerte Aufreissen zwischen den älteren Gangkörpern und dem Nebengestein nur enge, wenige Zoll weite Räume schuf und diese sich mit einem mechanisch gebildeten Reibungsproducte erfüllen, so gehen daraus die sogen. Bestege hervor, die den Gang auf der einen oder auf beiden Seiten einfassen und durch ihre meist wenig feste, milde Beschaffenheit die bergmännische Gewinnung der Gangmasse erleichtern.

Auch das Vorkommen von stalaktitischen und stalagmitischen Gebilden in den Hohlräumen, den nicht erfüllten Theilen von Gangspalten, ist ein Beweis sowohl ihrer Erfüllung durch Abscheidung aus Lösungen, als auch der langsamen und durch lange Zeit ruhig fortdauernden Processe, die jene bewirkten. So kennt man nicht nur Kalkspath und Aragonit, sondern auch Erze in stalaktitischen Formen: Bleiglanz in Siebenbürgen und zu Raibl in Kärnthen, gediegen Arsen und Kieselmanganerz in überaus zierlichen Bildungen zu Nagyag, Grünbleierz zu Przibram, die feinsten fransenartigen Gestalten von Pyrit und Markasit auf dem belgischen Bleiberg, Braun- und Rotheisensteine im Siegen'schen, zu Holzappel und in weiter Verbreitung.

Bei vielen Gängen ist in Folge der verschiedenen Vorgänge, die sich in der Spalte bis zu ihrer Erfüllung abgespielt haben, die Structur derselben eine so verwickelte, mosaikartige geworden, dass die Altersfolge der verschiedenen Lagen und Theile nur sehr schwer mehr erkannt werden kann.

3. Bezüglich der Herkunft der zur Ausfüllung der Gangspalten verwendeten Mineralmassen sind verschiedene Theorien aufgestellt worden. v. WEISSENBACH[1]) und später v. HERDER haben die Gänge nach diesem Gesichtspunkte eingetheilt und mehr und mehr ergiebt sich, dass alle einzelnen Möglichkeiten innerhalb gewisser Grenzen und für gewisse Gänge ihre Berechtigung haben.

GRODDECK[2]) unterscheidet, unter Zugrundelegung der HERDER'schen Ausdrücke für die einzelnen Arten, folgende Gänge:

1. Congenerationsgänge oder Ausscheidungsgänge.
2. Lateral-Secretionsgänge oder Sickergänge.
3. Descensionsgänge oder Sedimentärgänge.
4. Ascensionsgänge und zwar

[1]) Gangstudien, Bd. I. pag. 1.

[2]) l. c. pag. 332.

a) Injectionsgänge (Eruptivgänge).
b) Sublimationsgänge.
c) Infiltrationsgänge (Quellengänge).

1. Die Congenerationsgänge sollen gleichzeitig mit ihrem Nebengestein entstanden sein. Wenn auch die durch Contraction in den Gesteinen entstandenen Spalten als gleichzeitig mit diesen gelten können, so ist doch die Ausfüllung der Spalten in allen Fällen ein späterer Process. Gänge dieser Art sind also kaum vorhanden. Nur die pag. 468 erwähnten, ihrer Entstehung nach immerhin noch fraglichen, aber wenigstens sehr gangähnlichen Ausscheidungen in Eruptivgesteinen, die aber wohl richtiger nach Credners Annahme zu den Lateral-Secretionsgängen gerechnet werden müssen, dürften in gewissem Sinne als gleichzeitig mit den Gesteinen gelten, in denen sie auftreten.

2. Die Lateralsecretion, das Hineinsickern der Mineralstoffe in die Gangspalten aus den Nebengesteinen kann für eine grosse Zahl von Gängen als erwiesen gelten und dürfte bei fortgesetzten Untersuchungen einer immer grösseren Zahl sich anpassen.

Für die Ausfüllung der Contractionsspalten in Basalten u. a. Gesteinen unterliegt es keinem Zweifel, dass das Material nur aus der Auslaugung des nächsten Nebengesteines eingeführt worden sein kann. Die hier vorkommenden Minerale sind meist nur solche, die durch die Sickerwasser aus dem Nebengesteine gelöst und frei gemacht werden. Ebenso gilt das für die Austrocknungs-, Faltungs- und Pressungsspalten, wenn das ausfüllende Material die direkten Beziehungen zu dem umgebenden Gesteine unverkennbar verräth. Die mit kohlensaurer Kalkerde erfüllten Gänge und Adern in den Kalksteinen, die mit faserigem Gyps erfüllten Gänge in Gypsgesteinen zeigen diese Abstammung auf das Einfachste. Auch die vielverbreiteten Quarzgänge in kieselsäurereichen Silicatgesteinen sind in den meisten Fällen durch Secretion aus dem Nebengestein gebildet.

Bei den selteneren Mineralen und den Erzen sind solche Beziehungen versteckter und manchmal nur durch sehr sorgsame und mühevolle Untersuchungen aufzudecken.

F. Sandberger[1]) hat durch eine Reihe von Untersuchungen und sorgfältige analytische Prüfungen der Nebengesteine für die Erzgänge des Schwarzwaldes und des Spessart's die Lateralsecretion nachzuweisen versucht und in den meisten Fällen auch durchaus plausibel gemacht.

Schon vor langer Zeit hatte auch Delius in seiner Bergbaukunde diese Theorie aufgestellt und ganz besonders hatte sie in den Arbeiten Bischoff's[2] über die verschiedenartigsten Zersetzungen, Auflösungen, Wegführungen der Bestandtheile von Gesteinen und dem Wiederabsatz der Minerale aus so erhaltenen Lösungen wichtige Vorarbeiten und Grundlagen erhalten.

Sandberger zeigte, dass in dem Granit von Achern bis zum Kinzigthal im Schwarzwald nur sehr wenig Schwerspath als Gangmaterial erscheint. Der Feldspath in diesem Granit enthält nur sehr geringe Mengen von Baryt und verwittert schwer, während der Granit von Schapbach, Wittichen, Schiltach u. a. O. einen an Baryt reicheren (0,22 %) leicht verwitterbaren Feldspath enthält und überall dort von Schwerspathgängen durchzogen wird, wo sich das Gestein in verwittertem Zustande befindet. Die bedeutendsten Schwerspathgänge aber schliesst im

[1]) Zahlreiche Abhandlungen im N. Jahrb. f. Min.

[2]) Bischoff, Chem. Geologie. Cap. Gänge. Bd. III. pag. 651.



Schwarzwald der Gneiss ein, weil sein leicht verwitterharer Feldspath auch den höchsten Barytgehalt 0,8% besitzt.

Sehr verbreitet sind in den verschiedensten Gebieten Kupfererzgänge, welche Eruptivgesteine: Diabase, Melaphyre, Diorite u. a. durchsetzen. Dazu gehören u. a. auch die grossartigen Vorkommen von ged. Kupfer am oberen See in Nord-Amerika (pag. 485). Andererseits ist es für Nickel- und Kobalterze verschiedener Art, die, ebenfalls von Kupfererzen u. a. Mineralen begleitet, vorkommen, charakteristisch, dass die Gänge derselben so häufig an Olivingesteine und an Gabbro's gebunden sind.

Auch das hat nach SANDBERGER in der Lateralsecretion seinen Grund. Die Augite und Olivine enthalten geringe Mengen von Kupfer, Kobalt und Nickel. In den Diabasen und Schaalsteinen Nassau's tritt Kupferkies um so reichhaltiger auf, je mehr diese Gesteine zersetzt, also durch die Sickerwasser ausgelaugt sind. Der Nickelerzgang der Grube Hülfe Gottes bei Nanzenbach in Nassau war nur innerhalb eines zersetzten Augitolivingesteines erzführend.

In ganz ähnlicher Weise ist das Vorkommen der Arsenerze im südöstlichen Schlesien an das Auftreten von serpentinisirten Olivinaugitgesteinen, echten Olivingabbro's zum Theil, geknüpft. So das bekannte Vorkommen von Reichenstein. Aber auch weiter nach östreich. Schlesien und Mähren hinein darf man fast sicher sein, überall in den meist dunkel gefärbten Serpentinen, die aus der Umwandlung ähnlicher Gesteine hervorgingen, die Gegenwart von Arsenerzen zu finden, z. B. in der Olivingabbrokuppe bei Sörgsdorf zwischen Jauernig und Friedeberg, in den Serpentinen des Altvaterstockes, z. B. bei Goldenstein und Wilhelmsthal u. a. O. Da erscheint es gewiss bedeutsam, dass auch die Glimmerschiefer, denen diese Serpentine eingeschaltet sind, einen geringen Arsengehalt erkennen lassen.

Das Nebengestein der Erzgänge von Wittichen, ein Granit, enthält nach F. SANDBERGER alle Stoffe, welche zur Bildung der auf den Gängen vorkommenden Minerale erforderlich sind; aus den Kiesen der Hornblendeschiefer, die in der Nähe der Erzgänge abgelagert sind, leitet derselbe den Nickel- Kobalt- und Arsengehalt der Erzgänge ab; auch den Schwefel, der im Granit nicht in genügender Menge nachzuweisen ist, um daraus die Bildung des Schwerspathes und der vorhandenen geschwefelten Erze zu erklären.

Woher das Silber stammt, ist, trotzdem ein kleiner Gehalt dieses und anderer Metalle im Glimmer des Granites entdeckt ist, doch noch zweifelhaft.[1]) Auch Beziehungen zwischen dem Metallgehalt des Glimmers in den Gneissen und Graniten des Spessarts und Schwarzwaldes und den dasalbst aufsetzenden Erzgängen hat F. SANDBERGER nachgewiesen. Dieselben sind im höchsten Grade bedeutsam für die Lateralsecretionstheorie.

Der dunkle Glimmer im Gneiss des Spessart's enthält kleine Mengen von Kobalt, Arsen, Kupfer, Wismuth, aber kein Blei. Dem entsprechend führen die in diesem Gneiss auftretenden Gänge Kobalterze, Kupferkies, Buntkupferkies, aber keinen Bleiglanz. In dem Glimmer des Granites von Wittichen im Schwarzwald ist etwas Silber, Arsen, Wismuth, Kobalt, Nickel, wenig Kupfer und ebenfalls kein Blei vorhanden; die Gänge von Wittichen enthalten vorwiegend arsenhaltige Silber-, Kobalt- und Nickelerze und wiederum keinen Bleiglanz. Dagegen enthält der Glimmer im Gneiss von Schapbach Blei, Kupfer, Kobalt, Wis-

[1]) GRODDECK, l. c. pag. 327.

muth und die Gänge dem entsprechend auch Bleierze und nur Spuren arsenhaltiger Erze.

Dieses Zusammentreffen ist gewiss nicht eine blosse Zufälligkeit und wenn auch bisher derartige Beziehungen nur für wenige Gebiete bekannt sind, so liegt das gewiss zum Theil auch daran, dass die in den Gesteinen nachzuweisenden Mengen der Erze nur ausserordentlich minimale sind.

Eine ganze Menge von Erscheinungen an den Gängen wird ohne Zweifel durch die Annahme einer Lateralsecretion am befriedigendesten erklärt. Ganz besonders gilt dies von dem Einflusse des Nebengesteines auf die Minerale und Erzführung der Gänge. Es sind dafür im Vorhergehenden Beispiele angeführt worden.

Wie soll man sich diesen Einfluss, der sich darin zeigt, dass ein Gang innerhalb eines Gesteines Erze enthält, mit dem Uebergange in ein anderes Gestein aber plötzlich taub wird, anders erklären, als dadurch, dass durch chemische Auslaugung gerade dieses Nebengesteines die Erzführung bedingt ist? Wie oft kommt es vor, dass ein Gang im verwitterten Gesteine erzführend ist, dagegen seinen Erzreichthum verliert, sowie er in frisches, unverwittertes Gestein übertritt.

Der überaus günstige Einfluss, den innerhalb geschichteter Gesteine einzelne Schichten auf die Erzführung der Gänge ausüben, erklärt sich ebenfalls dadurch am einfachsten, dass ein Auslaugen gerade dieser günstigen Gesteine stattgefunden habe und dadurch entweder direkt die Minerale zur Erfüllung der Spalten geliefert wurden oder wenigstens solche Stoffe, die als Fällungsmittel für die auf andere Weise z. B. in aufsteigenden Quellen zugeführten Erzlösungen dienen konnten.

Das würde dann allerdings eine polygene Bildung der Gangausfüllung sein, die ohne Zweifel in vielen Fällen stattgefunden hat.

So dürfte es kaum selbständige Descensions- oder Sedimentärgänge geben, sondern auf diesen stets mit einer Mineralerfüllung, die durch Quellen oder durch Auslaugung entstanden ist, sich solche von oben in die Gänge hineingerathene Bruchstücke, Sand- und Schlammmassen mischen.

Unter den als Ascensionsgängen zusammengefassten bedürfen die Injectionsgänge und die Sublimationsgänge hier keiner weiteren Erklärung mehr, schon auf pag. 505 sind Beispiele dafür angeführt worden. Sie sind fast stets unzweifelhaft als solche zu erkennen.

Die Quellengänge sind ohne Zweifel die in der Natur verbreitetsten. Im Vorhergehenden wurde schon des auffallenden Zusammenhanges gedacht, der zwischen Mineralquellen und Erzbildung an vielen Orten sich nachweisen lässt. Und auch dort, wo ein direkter Nachweis der erzspendenden Quellen jetzt nicht mehr möglich ist, sprechen doch die Verhältnisse der Structur und der Reichthum so vieler Gangspalten an Mineralen und Erzen dafür, dass eine intensivere Zufuhr der Stoffe stattgefunden habe, als sie durch blosse Auslaugung möglich gewesen wäre. Sehr richtig hebt GRODDECK dies z. Th. für die Gänge von Clausthal im Harz hervor, indem er sagt, dass selbst, wenn es gelänge, kleine Mengen von Blei, Kupfer und Zink in den Culmgrauwacken und Thonschiefern aufzufinden, es doch unbegreiflich bleiben müsse, dass darauf allein der Erzreichthum der Gänge beruhen solle, denn die neben den Gängen liegende Zersetzungszone, die also die ausgelaugte Zone darstelle, stehe in keinem Verhältniss zu den in den Gängen liegenden Erzmassen.

Nur der vereinten Arbeit aufquellender Mineral- und Thermalquellen und auslaugender, die Gesteine durchdringender Sickerwasser mag wohl die Aus-

füllung der meisten Mineral- und Erzgänge gelungen sein. Den Kalkspathreichthum der Andreasberger Gänge darf man nach LOSSEN wohl auf die Berührung der aus der Tiefe emporgestiegenen Thermalwasser mit den Diabasmassen beziehen, aus welchen die kalkspäthigen Zersetzungsproducte zugeführt wurden.

Und dass die Mischung dieser beiden Processe auch heute noch in gleicher Weise, wenn auch vielleicht mit viel geringerer Intensität der Wirkung fortgeht, und sie also keinesweges alle versiegt sind »die erzespendenden Thermen«, dafür bietet uns die Beschreibung einer noch jetzt in der Entstehung begriffenen Gangformation zu Sulphur Bank in Californien ein treffliches Beispiel.[1])

In der californischen Küstenkette liegt das Gebiet des Clear Lake, den vulkanische Kegel, z. Th. bis zu 1200 Meter hoch, umgeben. Hier finden sich reiche Schwefelablagerungen ganz besonders in der sogen. Sulphur Bank, einer Bank sehr zersetzten Augidandesites. Auf allen Klüften dieser Bank, die in der Tiefe eine quaderförmige Absonderung besitzt, erscheint Schwefel, in den grösseren Tiefen mit Zinnober; Eisenglanz und Magnetit gesellen sich dazu in den oberen Teufen, Pyrit in den unteren.

Unter dieser Andesitbank lagern steil stehende Sandsteine und Schiefer. In breiten Klüften derselben findet sich eine Breccie, in der Schiefer und Sandsteinbruchstücke mit feinem Schlamm und Thon verkittet sind. Der Schlamm ist noch warm, von alkalischen und solfatarischen Thermalwassern durchdrungen, Dämpfe reich an Schwefelwasserstoff, Kohlensäure und Borsäure steigen daraus auf. Diese schlammerfüllten Breccien sind ganz besonders reich an Zinnober und Pyrit. Diese umhüllen in regelmässigen Lagen die Gesteinsbruchstücke in dem Schlamm und bilden eine ganz ausgezeichnete cocardenförmige Structur. Alle Verhältnisse entsprechen denen echter Mineralgänge mit conglomeratartiger Erfüllung.

Diese Breccie bildete den Weg für aufsteigende Quellwasser von thermaler Beschaffenheit: alkalisch und schwefelwasserstoffreich. Sie erzeugten durch Lösung von Kieselsäure in der Tiefe, die sie dann aufwärts führten, Thon und freie, wieder als Opal und Quarz abgesetzte Kieselsäure. In Lösung enthielten sie Schwefelquecksilber und setzten daher Zinnober ab. Durch die Reaction von alkalischen Sulphiden auf Eisenoxydulsilicat bildete sich der Pyrit; der Schwefel wurde direkt aus der Quelle abgeschieden.

Mit dieser Wirkung der aufsteigenden Quellwasser vereinigte sich aber sichtbarlich auch die der von der Oberfläche niedersteigenden Sickerwasser. Diese wurden durch Vereinigung mit den aufsteigenden und Oxydation der letzteren sauer und bildeten Eisenvitriol, Eisenoxyd, Magneteisen. Sie bewirkten die Auslaugung des Andesites, Eisen, Thonerde und Alkalien wurden fortgeführt, die Kieselsäure blieb als schneeweisses Pulver zurück. Die ganze Oberfläche der Andesitbank ist in dieses verwandelt, in der weissen Asche liegen noch unzersetzte Blöcke des Gesteines inne.

So liegt denn hier die doppelte Art der Gangerfüllung im Werden vor, wie sie gewiss nur selten beobachtet werden kann. Die Bildung der Erze, des Zinnobers und Pyrits, geschah vornehmlich durch die aufsteigenden Quellwasser, die Zufuhr der Thonerde, sowie die Bildung der schlammartigen Thonmasse als Bindemittel

[1]) J. LECONTE u. W. B. RISING: The Phenomena of metalliferous Vein-formation now in progress at Sulphur Bank, California. Sillim. Journ. III. Ser. Vol. XXIV. 1882. July.

der Gesteinsbruchstücke in der Gangspalte, die Zufuhr des Eisens und des Sauerstoffs wurde durch die niedergehenden, das Nebengestein auslaugenden Sickerwasser bewirkt. Der Schwefel war in der Tiefe ein direkter Absatz aus der Thermalquelle. Der in oberen Spalten sich findende Schwefel und Eisenglanz kam dorthin auch durch Sublimation in Folge vulkanischer Emanationen.

In ähnlicher Weise mögen die meisten Erzgänge als polygene Bildungen aufzufassen und in ihren Einzelnheiten zu erklären sein.

Literatur: Bischoff, G., Chem. Geologie. Bd. III. Bonn 1866. Cap. Gänge. pag. 651. Cotta, B. v., Die Lehre von den Erzlagerstätten. 2. Aufl. Freiberg 1859—61, und Gangstudien. III Bde. Darin verschiedene wichtige allgemeinere und specielle Abhandlungen von Cotta, Müller, Vogelgesang, v. Weissenbach u. A., von denen besonders zu nennen: v. Weissenbach Theoretische Betrachtungen über Erzgänge. Daubrée, A. Synthetische Studien zur Experimental-Geologie. Deutsche Ausgabe von A. Gurlt. Braunschweig 1880. Grimm, Joh., Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien. Prag 1869. Groddeck, A. v., Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig 1879. Naumann, C. F., Lehrbuch der Geognosie. II. Aufl. 3. Bd. Leipzig 1872. Unvollendet. Vogelgesang, H., Zur Theorie der Gangbildungen. N. Jahrb. für Mineral. 1863. pag. 30 ff.

Gase

von

Prof. Dr. **Kenngott.**

Wenn schon im Artikel: »Arten der Minerale« pag. 51 darauf aufmerksam gemacht wurde, dass im Inneren der Erde Gase vorkommen und dass man diese als natürliche Zusammensetzungstheile der Erde aufzufassen und in das Gebiet der Mineralogie aufzunehmen habe, wie schon die Atmosphäre darauf hinweist, welche als Gashülle auch zu unserer Erde gehört, so wurden und werden doch gewöhnlich nicht die Gase zu den Mineralen gezählt. Die Mehrzahl der Mineralogen überlässt sie auch anderen Disciplinen, was namentlich darin seinen Grund hat, dass man gewöhnt war, Minerale nur die festen Zusammensetzungstheile unserer Erde zu nennen, trotzdem aber doch gezwungen wurde, das tropfbarflüssige Mineral Mercur, die tropfbarflüssige Naphtha und das Wasser als Minerale zuzulassen.

Da jedoch die Gase in ihrer Erscheinungsweise nicht wie andere Minerale gesehen und unterschieden werden können, so war es natürlich, dass besonders ihre chemischen und physikalischen Eigenschaften bestimmt werden mussten und dass sie auf diese Weise Gegenstand der Chemie geworden sind. Immerhin bleiben sie Minerale im ausgedehntesten Sinne dieses Namens und Begriffes, weil sie wie andere Minerale an der Zusammensetzung unserer Erde Theil nehmen.

Humboldt sagt z. B. in seinem Kosmos, Band I, pag. 225: »Wir sehen aus dem Boden ausströmen: Wasserdämpfe und gasförmige Kohlensäure, meist frei von aller Beimengung von Stickstoff; gekohltes Wasserstoffgas (in der chinesischen Provinz Sse-tschuan seit Jahrtausenden, in dem nordamerikanischen Staate New-York im Dorfe Fredonia ganz neuerdings zum Kochen und zur Beleuchtung benützt), Schwefelwasserstoffgas und Schwefeldampf, seltener schweflige und Hydrochlor-Säure« und es ist ersichtlich, dass sie der Erde als natürliche Zusammensetzungstheile angehören.

Darum sollen wenigstens nur ganz kurz diejenigen Stoffe angeführt werden,

welche als Gase vorkommen, während die genaue Bestimmung anderen Disciplinen überlassen bleibt, namentlich der Chemie.

Obenan stehen die beiden elementaren Gase, das Sauerstoffgas (der Sauerstoff O) und das Stickstoffgas (der Stickstoff N), welche die Atmosphäre (s. diesen Artikel) bilden, insofern dieselbe ein nahezu constantes Gemenge dieser beiden Gase darstellt, von unwesentlichen anderen Stoffen abgesehen aus 21 Volumtheilen Sauerstoff und 79 Stickstoff oder nahezu aus 23 § Sauerstoff und 77 § Stickstoff besteht.

Ebenso wchtig ist das Wassergas H_2O, welches auch in der Atmosphäre enthalten ist, aiusserdem aber in der Erde vorkommend bei vulkanischen Processen eine bemerkenswerthe Rolle spielt.

Noch andere Gase, welche in der Erde vorkommen, durch gewisse chemische Processe entwickelt werden und local von grosser Bedeutung werden können, sind das Kohlenwasserstoffgas Grubengas, Methan H_4C, welches in Kohlengruben die sogen. schlagenden Wetter veranlasst, bei Schlammvulkanen beobachtet wird und an einzelnen Orten, wie bei Baku in Kaukasien, in China, in Pennsylvanien, in Modena, bei Chatillon in Savoyen u. a. O. m. in grosser Menge und seit langen Zeiten ausströmend zur Beleuchtung und zum Kochen und Heizen benützt wird; das Wasserstoffgas H, die Kohlensäure CO_2, welche vielfach durch Zersetzung sie enthaltender Minerale entwickelt wird, das Schwefelwasserstoffgas H_2S, das Chlorwasserstoffgas HCl, das Fluorwasserstoffgas HF und die schweflige Säure SO_2.

Die Gebirge und ihre Entstehung

von

Prof. Dr. **A. von Lasaulx.**

Die vollkommene Nivellirung der Oberfläche eines Landes bedingt den Charakter desselben als Flachland oder Ebene. Mehr oder weniger bedeutende Unterschiede im Niveau der einzelnen Theile charakterisiren dagegen ein Gebirgsland.

Das Maass der Höhendifferenzen kommt dabei eigentlich nicht in Betracht. Nur die Höhe unterscheidet Hochgebirge von Mittelgebirgen und Hügelland; aber dieser Unterschied ist nur ein ganz unwesentlicher und äusserer, keineswegs hängen damit stets auch innere Unterschiede zusammen.

Der allgemeine Begriff »Gebirge« umfasst daher gleichmässig die sanften Wellen eines Hügellandes und die gewaltigen Felsenriesen der Alpen und Cordilleren.

Auch die absolute Höhe d. i. die Erhebung über das Meeresniveau bedingt keineswegs die Bedeutung eines Gebirgslandes. Der Thurmberg, der höchste der Gruppe der sog. Schönberger Berge bei Danzig ist bei 334 Meter absoluter Höhe ein ganz ansehnlicher Berg, der über den ganzen Landrücken von Preussen emporragt und München liegt mit 519 Meter Höhe doch in einer weiten, fast ganz ebenen Fläche.

Ebene oder Flachland ist also nicht immer auch Tiefland; Hochländer sind oft zugleich auch Hochebenen oder Plateau's. Die Differenzen in den relativen Höhen unterscheiden Flachland und Gebirgsland.

Das Tiefland ist meistens auch Flachland oder wenigstens nur durch geringe Höhendifferenzen davon abweichend. Beispiele der verschiedenen Arten der Reliefformen der Festlande wurden schon in dem Artikel »Continente« pag. 167 angeführt.

Hochland setzt sich in der Regel aus Hochebenen und aus eigentlichem Gebirgsland zusammen. Sind die Plateau's geschlossene Erhebungen des Landes, die in sich ein nahezu gleiches oder fast constantes Niveau, jedenfalls aber innerhalb grosser Distanzen nur kleine Höhendifferenzen aufweisen, so ist für das Gebirgsland der stete Wechsel von hohen und tiefen Theilen, von Berg und Thal, rasch und unvermittelt oder auch mit allmählichen Uebergängen das Charakteristische d. h. also, es zeigen sich im Allgemeinen innerhalb kleiner Distanzen grosse Höhendifferenzen.

Dadurch, dass diese Gegensätze nebeneinander vorkommen, lassen sich Grenzen der verschiedenartigen Theile der Continente gegeneinander ziehen. Die Gebirgsländer werden von Ebenen, die Hochländer von Tiefländern umgeben; sie werden dadurch als zusammengehörige Gebirgsgruppen von einander geschieden. Im kleineren Maassstabe werden auch die einzelnen Theile einer Gruppe oder eines einzelnen Gebirges durch dieselben Gegensätze wieder auseinander gehalten.

Man unterscheidet aber an einem Gebirge eine doppelte Art der Gliederung: eine äussere, orographische und eine innere, geognostische oder stratigraphische.

Der Gesammtcharakter eines Gebirgslandes wird durch die besonderen Verhältnisse der einzelnen hohen oder tiefen Theile nach beiden Arten der Gliederung bedingt, der Charakter eines Gebirges in gleicher Weise durch die Beschaffenheit seiner Glieder.

Die äussere, orographische Gliederung ist ohne Weiteres sichtbar, dagegen ist die innere, geognostische Gliederung meistens nicht so leicht zu erkennen: jene unterliegt der unmittelbaren Anschauung, diese ergiebt sich erst aus der sachverständigen Combination der wenigen sichtbaren Aufschlüsse über die innere Structur. Daher ist die Darstellung der ersteren meist objectiv d. h. frei von persönlicher Deutung, während die letztere kaum ohne subjective d. h. nach persönlichen Ansichten gebildete Erklärung denkbar ist. Ist jene daher eine feststehende, so ist diese in vielen Fällen noch als schwankend zu bezeichnen.

Die Physiognomie eines Gebirges hängt von der äusseren Gliederung ab. Im Einzelnen ist diese bedingt durch die Verhältnisse der Sattellinie des Gebirges, des Gebirgs-Kammes oder Scheitels, durch die Beschaffenheit und Gliederung der Abfälle oder der Gehänge und des Gebirgsfusses.

Der Wechsel von einzelnen Gipfeln, den höchsten Punkten des Gebirgskammes und von Pässen, den tiefsten Theilen desselben, gestaltet das Profil der Sattellinie. Je grösser die Differenzen in den Höhen jener sind, um so ausgeprägter erscheint ihre orographische Gliederung.

Querschnitte nach verschiedenen Richtungen durch ein Gebirge gelegt, stellen die Gliederung desselben dar. Profile geben die Gestalt des Kammes und die Neigungsverhältnisse der Gehänge an; Grundrisse gestalten ein Bild von der orographischen Zusammengehörigkeit eines Gebirges, von dem Verlaufe, der Richtung, der Erstreckung der einzelnen Glieder. Reliefkarten, sowie Karten mit aequidistanten Horizontallinien oder Höhencurven sind die besten Mittel, beide Verhältnisse gleichzeitig zur Darstellung zu bringen. Diese geben sonach das

Bild von dem Relief und der Physiognomie d. h. der Gesammtplastik eines Gebirges.

Wenn ein Gebirge eine vorherrschende Längserstreckuug zeigt, pflegt man es als Gebirgszug oder Gebirgskette zu bezeichnen. Längenprofile und Querprofile sind dann zu unterscheiden. Auch die Gliederung solcher Gebirge ist transversal und longitudinal, meistens eine der beiden Richtungen in der Anordnung überwiegend.

Fehlt dem Gebirge eine vorwaltende Längserstreckung, so nennt man es einen Gebirgsstock oder ein Massiv. Die Anordnung der Glieder eines solchen ist in der Regel mehr oder weniger radial.

Da die Gliederung durch die Niveaudifferenzen, also durch den Wechsel hoher und tiefer Theile bedingt ist, so sind also stets Rücken und Thäler die wesentlichsten Gebirgsglieder. Auch für diese, wie für das ganze Gebirge, geben Längs- und Querprofile ein Bild ihrer Gestaltung, zeigen die Neigungen ihrer Sohle oder ihres Kammes und die Böschungsverhältnisse ihrer Gehänge an.

Jeder einzelne Rücken hat wieder seine Gliederung und schliesslich lösen sich als letzte Glieder in der Dismembration der Gebirge einzelne Berge heraus.

Die geognostische Gliederung der Gebirge ist in dem Schichtenbau begründet, man bezeichnet sie daher auch als die Stratigraphie oder die Tektonik der Gebirge. Auch von diesen können wir durch kartographische Darstellungen ein Bild erhalten. Geognostische Karten stellen gewöhnlich nur die Verbreitung gewisser Formationen und Systeme d. i. Schichtencomplexe von gleicher Gesteinsbeschaffenheit oder gleichem Alter der Entstehung, an der Erdoberfläche dar. Aber über die Lage der Schichten, ihre Neigung gegen die Oberfläche und gegeneinander, über die Folge derselben unterhalb der oberen Schicht können wir natürlich aus solchen Karten unmittelbar nichts entnehmen. Um auch diese Verhältnisse des Schichtenbaues aufzuklären, müssen zu den Karten wieder Profile sich hinzugesellen, die in verschiedenen Richtungen durch das Innere eines Gebirges oder seiner einzelnen Theile gelegt werden. Das setzt voraus, dass man an einer grösseren Zahl einzelner Stellen Aufschlüsse über die innere Tektonik erhalten hat. Da aber die meisten Gebirge mit Vegetation, mit Schutthalden, mit Schnee und Eis an ihrer Oberfläche bedeckt sind, so sind Schlüsse auf die Beschaffenheit des Untergrundes in der Regel nur spärlich zu begründen.

Die Thaleinschnitte und ihre Gehänge, an denen die Gesteine mehr oder weniger entblösst zu Tage treten, geben die werthvollsten Aufschlüsse über die stratigraphischen Verhältnisse; Steinbrüche, Bergwerke, Bauten verschiedener Art unterstützen die Beobachtung. Immerhin aber bleibt das Bild des inneren Gebirgsbaues, das man aus den Karten und Profilen seiner einzelnen Glieder zusammenfügt, in vielen Theilen ein hypothetisches. Aber im Grossen und Ganzen ist doch die Art des Baues, die vorherrschende Regel desselben aus solchen Darstellungen zu entnehmen.

Die orographische und geognostische Gliederung sind in ihrer Gesammtheit das Product der Gebirgsentstehung, das Resultat der allmählichen Summirung aller einzelnen Wirkungen, die eine Niveaudifferenzirung der äusseren und eine gewisse Anordnung der inneren Glieder zur Folge hatten.

Die orographische Gliederung zeigt in manchen Fällen eine unverkennbare Abhängigkeit von dem stratigraphischen Baue eines Gebirges. Jedoch ist das nicht immer der Fall. Sogar in den meisten Fällen tritt eine solche nur sehr

wenig hervor, ist überhaupt nicht nachzuweisen oder auch in Wirklichkeit nicht vorhanden.

Das Rheinthal durchschneidet von Bingen abwärts das oberrheinische Gebirgsland und gliedert es in zwei Gebirge: den Hundsrücken auf seiner linken, den Taunus auf seiner rechten Seite. Orographisch ist diese Gliederung in die beiden Gebirge bei der Tiefe des trennenden Thales vollkommen gerechtfertigt, geognostisch aber existirt sie nicht. Geognostisch ist das ganze von der rheinischen Grauwacke, den Schichten der unteren Abtheilung des devonischen Systemes eingenommene Land als ein Ganzes zu betrachten, das gleichmässig Taunus und Westerwald, Hundsrücken und Eifel umfasst. Auch in der Tektonik der einzelnen Theile treten keinerlei Unterschiede hervor. Hier fällt die orographische Gliederung demnach mit der geognostischen nicht zusammen, ist davon vollkommen unabhängig.

Der Harz im Gegentheile ist ein Gebirge, dessen orographische Ausbildung in engster Beziehung steht zu seiner geognostischen Structur. Er ist ein treffliches Beispiel eines Gebirgsstockes oder Massiv's. Eine Längserstreckung oder eine durchweg parallele Anordnung seiner einzelnen Glieder fehlt ihm ganz. Geognostisch ist der Kern des Gebirges ein Granitmassiv, das in dem höchsten Scheitel desselben, dem Brocken gipfelt. Und der orographisch gebräuchliche Ausdruck »ein Gebirgsknoten«, der für den Harz zutreffend erscheint, hat auch geognostisch für ihn volle Giltigkeit. Denn in ihm treffen die einerseits nach Südwesten, andererseits nach Südosten streichenden Gebirgszüge mit ebenso gerichteter geognostischer Gliederung zusammen.[1])

In etwas anderer Weise bietet uns der Schweizer Jura das Beispiel eines Gebirges, dessen orographische Gestaltung durchaus von seiner inneren stratigraphischen Gliederung abhängt. Nicht in der Art, dass er in seiner Erstreckung auch auf den Bereich ihm ganz besonders eigenthümlicher geologischer Formationen beschränkt wäre. Das Rheinthal zwischen Schaffhausen und Basel trennt das Juragebirge von der Rauhen Alp, die geognostisch zusammengehören. Aber der Verlauf des Juragebirges, die charakteristische Art seiner Thalbildung und die dadurch bedingte Gestaltung seines Kammes sind die unmittelbare Folge seines geognostischen Baues. Das wird an späterer Stelle noch eines Näheren zu erörtern sein.

Wie also im Ganzen orographische Begrenzung und Gestaltung eines Gebirges nicht immer und nicht nothwendig von dem inneren Baue abhängt, so zeigt sich auch die Form, die Erstreckung, die Zahl der einzelnen Glieder in vielen Fällen nicht durch geognostische Structurverhältnisse bedingt. Betrachten wir den Verlauf der einzelnen Thäler, Schluchten, Wasserrisse und Schrunden, so wird es nur in den wenigsten Fällen möglich werden, einen bestimmten Zusammenhang in ihrer Anordnung mit dem geognostischen Baue, in den sie einschneiden, zu erweisen. Selbst da, wo ein Thal im Allgemeinen nach seiner Lage und seiner Richtung in stratigraphischen Verhältnissen seinen Grund finden mag, ist die detaillirte Ausbildung der Thalprofile, wie sie heute erscheinen, doch von jener wieder unabhängig, oder nur durch ganz locale, mehr oder weniger sogar zufällige Umstände bedingt.

Aus diesen Betrachtungen vermögen wir als Resultat daher wohl den Satz auszusprechen: Die orographische Gliederung der Gebirge und ihre geognostische, stratigraphische Structur sind nicht nothwendig von

[1]) Vergl. auch Artikel: Gänge pag. 500.

einander abhängig, sondern im Gegentheile meist die Folge selbstständiger Vorgänge.

Wenn wir also die Frage nach der Entstehung der Gebirge in ihrer heutigen Gestalt aufwerfen, so muss die Beantwortung derselben auch zweierlei getrennt berücksichtigen: Die Tektonik, d. i. den geognostischen Schichtenbau und die orographische Gliederung oder die Plastik der Gebirge.

Wir können dann aber ferner aus der täglichen Beobachtung der einfachsten Verhältnisse, die gewisse Analogien zur Gebirgsbildung liefern, auch den weiteren Schluss ziehen: Die Tektonik der Gebirge ist im Allgemeinen das Resultat aufwärts gerichteter, centrifugaler Bewegung, der Differenzirung eines ursprünglich als Ebene gedachten Erdoberflächenabschnittes in aufwärts gehobene und in nicht gehobene Theile, die orographische Gliederung ist wesentlich die Folge abwärts gerichteter, centripetaler Bewegung, d. h. von Zerstörungsprocessen, die in einzelne Theile tiefer eindringen, als in andere. Die erstere liefert gewissermaassen die rohen Modellklötze zu der nachfolgenden feineren Ausarbeitung und Modellirung durch die letztere.

Naturgemäss muss also auch in der Darlegung der Entstehung der Gebirge die Behandlung der Ausbildung ihres inneren Baues, die Bildung der eigentlichen Gebirgskerne, der Erörterung ihrer orographischen Gliederung vorausgehen. Unter dem Kerne eines Gebirges wollen wir dann die Gesammtheit der geognostischen Bildungen verstehen, die durch ihre höhere Lage das Aufragen dieses Theiles der Erdrinde über die umgebenden Regionen bewirken.

Theoretisch kann man, von der Ebene ausgehend, drei Arten von Vorgängen und nur diese drei sich vorstellen, die eine Niveaudifferenzirung der Ebene bewirken, so dass auf derselben höhere und tiefere Theile sich gestalten.

Denken wir an eine Holztafel von ebener Oberfläche. Um das Niveau derselben zu brechen, d. h. um höhere und tiefere Theile auf derselben hervorzubringen, können wir entweder 1. fremde, verschieden hohe Körper, z. B. Holzkegel, Steinquadern oder dergl. aufsetzen oder solche Kegel durch lose Massen, z. B. Sand aufschütten; oder 2. wir können die Platte in Stücke zerschneiden und dann die einzelnen Stücke gegen einander verschieben und so in eine höhere oder tiefere Lage bringen, sie heben oder senken oder beides zugleich und 3. wir können die Platte, indem wir sie von den Seiten zusammenpressen oder auch von unten gegen dieselbe einen Druck ausüben, zum Biegen und zum Falten bringen, wodurch ebenfalls höhere und tiefere Lage ihrer einzelnen Theile hervorgerufen wird.

Die verschiedenen Arten der Gebirge, die in diesem Bilde angedeutet worden, lassen sich in der Natur in der That nachweisen; auch hier sind die Ursachen und die Unterschiede der Niveaudifferenzirung in der Regel im Ganzen ebenso einfach und in die Augen springend, wie in dem gewählten Bilde. Das wird im Einzelnen noch zu erweisen sein.

Entsprechend den drei Vorgängen, die experimentell die Niveaudifferenzirung einer Fläche gestatten, unterscheidet man drei Arten von Gebirgen, die wir nunmehr als: 1. Accumulations- oder Aufschüttungsgebirge, 2. Disjunctions- oder Schollengebirge und 3. Plications- oder Faltengebirge[1]) bezeichnen können.

1. Accumulationsgebirge. Das Charakteristische dieser Art von Gebirgen

[1]) *accumulare* = anhäufen; *disjungere* = verschieben; *plicare* = falten.

besteht darin, dass sie ihrer Unterlage nur aufgesetzt, aufgeschüttet erscheinen, ohne mit derselben irgend eine stoffliche oder stratigraphische Beziehung zu besitzen. Sie verhalten sich demnach genau wie die auf der Tischplatte aufgelegten Holzkegel oder aufgehäuften Sandmassen.

Gebirge dieser Art gibt es zweierlei, ihrer Entstehung nach durch ganz verschiedene Vorgänge bedingte, aber dennoch beide der oben ausgesprochenen Voraussetzung sich fügend. In dem einen Falle sind die Materiale, aus denen sie bestehen, eruptive Gesteinsmassen, das heisst also aus dem Inneren der Erde durch vulkanische Processe an die Oberfläche gefördert und dort über einander gehäuft, im anderen Falle sind es von Wind und Wellen bewegte Schuttmassen, aus der Zerstörung älterer Gesteine hervorgegangen und an gewisse Orte zusammengetragen und zu Bergen aufgeschüttet. In beiden Fällen ist die Beschaffenheit und die Tektonik der Unterlage ganz unabhängig von den Producten der Accumulation; die gleiche Bildung der Berge geht auf ganz verschiedenem Boden vor sich.

Die Gebirge der ersteren Art sind die vulkanischen Berggruppen, meist als Kuppengebirge charakterisirt; die der letzteren Art die Dünen an den Küsten und in den Sandwüsten; ihre Physiognomie kann durch den Ausdruck Wellengebirge bezeichnet werden.

Die vulkanischen Kegel und Ablagerungen von Central-Frankreich sind unmittelbar der Oberfläche des Granit-Gneissplateau's aufgesetzt, die Basalt- und Trachytberge der Rheingegenden ruhen auf den Schichten der devonischen Formation, die in steilen, vielfach gefalteten Stellungen darunter lagern; auf den fast horizontal liegenden Schichten der Kreidekalke stehen die basaltischen Bildungen der berühmten Grafschaft Antrim in Irland. Hinlänglich wird durch diese Beispiele die Unabhängigkeit dieser Berggruppen von der Gesteinsbeschaffenheit, der stratigraphischen Lage, dem geologischen Alter ihrer Unterlage documentirt. Dass gleichwohl die orographische Beschaffenheit der Unterlage von Einfluss sein kann auf die Ausbildungen der Formen der vulkanischen Aufschüttungen, das ist selbstverständlich und dafür werden Beispiele in dem Artikel »Vulkane« angeführt werden. Wir brauchen nur die Tischplatte uns stark geneigt zu denken, so werden wir durch das Experiment der Aufschüttung die einfache Erläuterung für solche Vorgänge finden.

Auch die Dünen der Küstenländer schreiten über die verschiedensten Gesteine fort, nicht bedingt durch deren Beschaffenheit und Wechsel, sondern nur durch die möglichst flache, im Meeresniveau verlaufende Oberfläche derselben und durch bestimmte atmosphärische Verhältnisse der Küstengebiete.

Bei den durch vulkanische Accumulation gebildeten Gebirgen ist Maass und Anordnung der Aufschüttungen verschieden. Entweder zeigen sie eine regelmässige Anordnung oder sind regellos gruppirt.

Es ist eine bei den Vulkanen längst bekannte, weit verbreitete und unzweifelhaft feststehende Erscheinung, dass der Aufbruch der eruptiven Gesteinsmassen längs Spalten erfolgt, die in der Erdrinde durch tektonische Vorgänge geschaffen wurden. Die an der Oberfläche aufgeschütteten Berge gruppiren sich in Folge dessen in reihenförmiger Anordnung, oft zahlreich in geraden Linien hintereinander liegend.

Sind sie so dicht gestellt, dass der Fuss des einen Kegels den des anderen z. Th. deckt, mit ihm zu einem Ganzen zusammengefügt scheint, so macht eine Reihe solcher Kegel den Eindruck einer zusammenhängenden Kette. Es ist aber

dennoch jeder Kegel ein für sich isolirter, mit dem benachbarten nicht innerlich zusammenhängend. So bilden sich orographisch Gliederungen, die einem langgestreckten Gebirgskamme mit aufragenden Gipfeln und zwischenliegenden Thälern und Pässen gleichen.

Da auch die Lavenströme, die mit den zu einzelnen Kegeln aufgehäuften Auswurfsmassen zu Tage treten, die vulkanischen Aschen und Tuffe, die in mehr oder weniger weiten Zonen um jene sich ablagern, in ihrer Anordnung an dieselbe Spalte gebunden erscheinen, also von dieser aus zunächst nach beiden Seiten eine nach Aussen abnehmende Erhöhung des Landes bewirken, so wird dadurch die Vereinigung der in der Achse der Gesammtaufschüttung stehenden Kegel zu einer anscheinend auch stratigraphisch einheitlichen Kette nur noch erhöht. Prägnanter tritt solche Einigung in den Centralkegeln hervor, auf die weiter unten zurückgekommen wird.

Die lange Kette der vulkanischen Kegel, der sogen. Puys, in der Auvergne, deren höchster, der Puy de Dôme dem Departement den Namen giebt, in welchem sie gelegen sind, ist ein ausgezeichnetes Beispiel dieser Anordnung. In einer von Nord nach Süd gerichteten, meist doppelt gegliederten Reihe, aber genau geradlinig hintereinander, liegen über 80 Kegel auf einer Strecke von 35 Kilometern. Der Puy de Dôme ragt immerhin noch ca. 600 Meter über das Granitplateau auf, dem die Kegel aufgesetzt sind. Von beiden Seiten sind die Kegel von mächtigen Lavaströmen und Tuffmassen umgeben. Die ersteren ergiessen sich auf grosse Strecken in die im Granit ausgetieften Thäler abwärts, die somit vor diesen Ausbrüchen schon gebildet waren. Die Granitunterlage ist. von den vulkanischen Producten rings um die Kegel vollständig bedeckt und so erscheint auf einer geologischen Karte die ganze Gruppe wie aus einem Stücke geformt. Mehr oder weniger tief sind die Kegel in diesen vulkanischen Massen eingesenkt. So erscheint von Westen z. B. von Pontgibaud aus gesehen oder auch von Osten z. B. vom kleinen Puy de la Poix im Allierthale aus, die Reihe der Puys wie eine echte Gebirgskette mit tief eingeschnittenen, die einzelnen Gipfel trennenden Pässen.

Wenn das Hervorbrechen der vulkanischen Producte nicht wie in diesem Falle längs einer langen Spalte erfolgte, auf der die Eruptionspunkte hin und her wandern, sondern durch lange Zeiträume an einer und derselben Stelle die Aeusserungen haften, so entstehen dann durch die Accumulation der Auswurfsmassen Gebirge von centraler Gestalt, die man deshalb auch Central-Vulkane genannt hat. Da hier stets aus demselben Schlote heraus die Ausbrüche erfolgten und also um diesen die Aufschüttung sich herum legte, so sind diese centralen Gebirgsbaue meistens mächtiger und höher als die einzelnen Kegel einer vulkanischen Reihe. Bei diesen breitete sich die Accumulation nebeneinander, bei jenen grösstentheils übereinander aus.

In den noch heute thätigen Vulkanen dieser Art ist die Gestalt der Centralkegel am ursprünglichsten erhalten. Vesuv und Aetna sind wohlbekannte Beispiele; an Dimensionen der letztere ungleich bedeutender; überhaupt einer der mächtigsten vulkanischen Gebirgsbauten der Erde.

Auf einer Basis, die eine Fläche von 1287 Quadrat-Kilom. einnimmt, steigt dieses Kegelgebirge in dem centralen Gipfel bis zu der Höhe von 3317 Metern empor. Mit allmählich ansteigender, aber nach allen Seiten annähernd gleicher Böschung hebt sich das Profil des Berges ab, eine flache Pyramide darstellend.

Mit der gleichen Neigung heben im Inneren des Berges die vielfach übereinander gelagerten Tuff- und Lavenschichten nach dem Centrum des Berges aus. Sie bilden ringsum einen aus zahllosen einzelnen, Zwiebelschalen ähnlich übereinander liegenden, an den Rändern gegenseitig übergreifenden Straten bestehenden Mantel.

In radialer Anordnung durchsetzen dieses Schichtengebäude Gangspalten, auf denen, in Reihen hintereinander liegend, hunderte von sogen. Lateralkegeln sich aufschütteten. Diese z. Th. über 300 Meter hoch, gestalten die Oberfläche des Berges in der That zu einem reich gegliederten Gebirge; das gewaltige Flankenthal der Valle del Bove schneidet auf der Ostseite tief in den Bergkegel ein. Dass auch bei dem Aetna der Einfluss einer seinen ganzen Bau fundamental bedingenden Spalte sich mit Sicherheit nachweisen lässt, dass er trotz seines Kegels einer gewissen linearen Erstreckung nicht ganz entbehrt, darauf wird im Kapitel »Vulkane« einzugehen sein. Dort wird auch eines Näheren ausgeführt werden, dass man früher diese Kegel als Erhebungsgebirge ansah, gewissermaassen wie riesige Blasen durch einen radial nach der Erdoberfläche gerichteten Druck emporgetrieben. Diese Erhebungstheorie ist durch alle neueren Forschungen über die Vulkane in allen Ländern endgiltig widerlegt worden. Alle, auch die grössten vulkanischen Gebirge sind nur durch Accumulation entstanden. Eigentlich hebende Wirkungen werden an ihnen nur in localer und im Ganzen fast verschwindender Ausdehnung durch die horizontalen Intrusionen von Lavagängen zwischen die Schichten des Kegels hervorgerufen.

Nicht mehr so unmittelbar und deutlich tritt der einheitliche centrale Charakter eines solchen Gebirges vor die Augen, wenn die vulkanische Thätigkeit in ihm längst erloschen ist. Das ist z. B. der Fall bei dem Mont-Dore Gebirge in Centralfrankreich, wie die vorhin erwähnte Kette der Puys, der Granitplatte dieses Gebietes aufgesetzt. Die Höhe des Puy de Sançy, des höchsten Gipfels des Mont-Dore beträgt 1886 Meter, das Granitplateau hat durchschnittlich 1000 Meter Höhe. Fast 900 Meter bleiben also für die vulkanische Aufschüttung übrig. Dieser Bau ist wie ein Mantel um ein gemeinsames Centrum gelagert und besteht aus Trachyt- und Basaltströmen, ungeheuren Straten vulkanischer Bruchstücke, Aschen, Tuffe, die theilweise zu festen Conglomeraten und Breccien verkittet sind, vielfach übereinander gelagert. Durch diese hindurch treten zahlreiche Trachyt-, Basalt- und Phonolithgänge zu Tage, deren radiale Anordnung auf das Centrum des Gebirges verweist. Aber dieses alte Kegelgebirge ist im Laufe langer Zeiträume in manchen Theilen durch die Erosion zerstört worden und so ist eine ihm eigentlich fremde Gliederung hineingekommen, die den ursprünglichen Typus der Bergform in hohem Grade verwischt hat.

Auch das im Departement Haute-Loire, südöstlich von Le Puy gelegene Gebirge des Mont Mezenc gewährt das Beispiel eines central gestalteten Accumulationsgebirges, in dem phonolithische Gesteine besonders vorherrschen. Um den höchsten Punkt der Gruppe liegen in mehr oder weniger radialer Anordnung die anderen einzelnen Kegel ausgebreitet. Das ganze Gebirge ruht theilweise unmittelbar auf Granit und Gneiss, theilweise auf den Schichten der Juraformation.

Nun finden sich aber auch vulkanische Kuppengebirge, bei denen keinerlei Regelmässigkeit in der Anordnung zu erkennen ist. Regellos liegen über die aus den Schichten des devonischen Systems bestehenden Plateaus die Basalt- und Trachytberge am Rheine ausgestreut, bald zu dicht gedrängten Gruppen zu-

sammengeschoben, wie im Siebengebirge, bald einzeln und vollkommen isolirt, wie die Basalt-, Trachyt- und Phonolithkegel der Eifel und des Westerwaldes. Das schöne Högau, in dem Winkel zwischen Donau und Rhein nördlich von Schaffhausen gelegen, die basaltischen Kegel der Elbgebirge in Sachsen und Böhmen, in der Lausitz und bis zur oberschlesischen Ebene hinein, und viele andere Gebiete wären hier als Beispiele anzuführen.

Nicht selten nehmen die vulkanischen Accumulationsgebirge noch andere besonders eigenartige, orographische Gestaltung an, als unmittelbare Folge der betheiligten Ausbruchsmassen der Laven. Diese bilden stromartig sich über weite Flächen ausbreitende mächtige Ablagerungen, die ursprünglich mit ebener Oberfläche als plateauartige Erhöhungen erscheinen. Auch dafür bietet das ausgezeichnete Gebiet von Centralfrankreich schöne Beispiele. Das eigenthümliche Profil des Cantalgebirges, das vom Centrum allmählich abfallende, lang hingezogene maueräbnliche Rücken zeigt, beruht darauf, dass weite Decken trachytischer Laven von eben solchen Decken von Basalt überströmt wurden. Auch das über der Juraformation ausgebreitete Basaltplateau des Coiron auf der Grenze der Departements Haute-Loire und Ardêche zeigt diese, wie mit gewaltigen Festungsmauern gekrönten Formen.

So ist auch das sogen. Basaltplateau der Grafschaft Antrim in Irland gebildet. Von einem eigentlichen Plateau ist hier nicht die Rede, denn Thäler und Bergreihen bilden eine starke Gliederung. Auch eine einheitliche Basaltdecke ist nicht vorhanden. Eine grosse Zahl einzelner Ströme und Decken, von verschiedenen Eruptionspunkten ausgehend, fügen sich aneinander und haben ein scheinbares Ganze zu Wege gebracht, das über den horizontalen Kreideschichten sich ausbreitet. An den Rändern und besonders längs den Meeresküsten liegt der Basalt als obere, ebene Terrasse da.

Für solche Gebirge dürfte die Bezeichnung Mauer- oder Wallgebirge das Charakteristische ihrer Physiognomie und Plastik ausdrücken. Wie sich auch diese in Folge der Zerstörung durch die abwärts gerichtete Erosion wieder in einzelne Kegel, sogen. secundäre Kegel aufzulösen vermögen, die dann der orographischen Form nach wohl mit primären Aufschüttungskegeln verwechselt werden können, das gehört in das zweite Stadium der Gebirgsbildung.

Bei der anderen Klasse von Gebirgen, die durch Accumulation gebildet werden und die wir als Dünen im weitesten Sinne bezeichnet haben, herrscht stets eine Regelmässigkeit der Anordnung vor, die ihren Grund in der stets vorherrschend einseitig wirksamen Ursache der Winde und der Wellen findet, welche die Anhäufung bewirken. Im Allgemeinen sind es wellenförmig erscheinende Höhenzüge von ungleicher Böschung, einer steileren Rückseite, einer flacheren, der wirksamen Ursache zugewendeten Vorderseite. (Vergl. auch Artikel Atmosphäre: pag. 76). Durch Erstreckung der Anhäufungen über grosse horizontale Flächen können aber auch plateauförmige Erhöhungen gebildet werden.

Im Allgemeinen bilden die Dünenzüge keine sehr hohen Gebirge, wenn gleich unter denen der grossen Sandwüsten doch schon recht beträchtliche Dimensionen vorkommen.

Der westlich des Meridians von Tripolis gelegene Theil der Wüste Sahara ist besonders durch seine Dünenlandschaften ausgezeichnet. In der Areg-Region, im Westen der Hammada el homra, des Erzeugungsheerdes dieser Dünencomplexe, erreichen diese Dünen nach den übereinstimmenden Berichten der

Forschungsreisenden selbst im Libyschen Sandmeere bisher unbekannte Dimensionen.[1])

So weit auch der Blick reichen mag, sieht das Auge nichts als Sandmassen, die in der Anordnung ihrer Oberfläche einem vom Sturm gepeitschten, mit berghohen, riesigen Wogen erfüllten Ocean gleichen. Bald sind es lange Ketten parallel laufender Dünen, welche den Wüstenplan durchkreuzen und mit den dazwischen liegenden Thälern einem riesig vergrösserten, frisch gepflügten Acker gleichen, bald aber wieder bunt durcheinander gewürfelte bis 200 Meter und auch höher angehäufte Dünenberge, zwischen welchen sich kleine Thäler hinschlängeln. Je weiter man in die Areg-Region eindringt, um so chaotischer wird die Bildung und die Formweise der Dünen und desto höher diese selbst.

Die Bewohner dieser Regionen unterscheiden unter den zahllosen Nuancen der Dünenformen vier bestimmte Charaktere und zwar: Gara, als eine Art stummer Zeugen erdiger, zuweilen felsiger Natur, die das ursprüngliche Bodenniveau markiren; Ghurd, der wirkliche Sandberg, die Maximalhöhe der Düne erreichend; Semla, eine regelmässige langgestreckte Düne, dem Rücken eines Esels vergleichbar, mit beiderseitig normalem Abfall; Sif, einer Säbelklinge zu vergleichen mit scharfer Kante und fast verticalem Abfalle auf der einen Seite.

Die Dünen sind im Allgemeinen nach der Windseite convex, auf der Leeseite concav, mit gleicher Böschung, bei den Ghurds so steil, dass kein Mensch und Thier sie erklimmen kann, während bei einigen Semlas der Abfall auf der Leeseite zu überwinden ist.

Welche Bedeutung solche Accumulationen für die Gebirgsbildung erlangen können, das zeigt sich auch in den ungeheuren Lössablagerungen von China, deren an anderer Stelle schon gedacht wurde. (Artikel: Atmosphäre pag. 77.)

2. Disjunctionsgebirge.

Wenn wir wiederum auf das Vorbild der Holztafel zurückgreifen, können wir für diese Art von Gebirgen als charakteristisch hervorheben, dass ein gewisser Zusammenhang der tieferen und höheren Theile in der Weise nachweisbar ist, dass dieselben Schichten in verschiedenen Niveaus nebeneinander liegender Theile, aber unvermittelt vorkommen und dass diese Schichten in horizontaler oder einseitig geneigter Lage sich finden und nicht zusammengeschoben oder gefaltet erscheinen. Weil demnach ein Verhalten vorliegt, wie es durch verticale Verschiebung ursprünglich zusammengehöriger, in einer Ebene gelegener Platten oder Schollen erklärt werden kann, ist auch die Bezeichnung Schollengebirge passend.

Bedingung zu der die Niveaudifferenzirung bewirkenden verticalen Bewegung ist demnach zunächst die Trennung in einzelne Schollen. Discontinuitäten in der Erdrinde werden durch Spalten hervorgerufen. Diese zerlegen einzelne Theile jener in gesonderte Stücke. Die erkannten Verschiebungen, besonders an den sogen. Verwerfungen, erweisen die stattgehabte Bewegung. Im Artikel »Gänge« pag. 492 f. f. ist hierüber Näheres nachzusehen.

Wenn also für ein Gebirge, in dem besonders gut charakterisirte Schichten oder Formationen in den verschiedenen Theilen in höherer und tieferer Lage sich nachweisen lassen, bei horizontaler oder nur wenig einseitig geneigter Lagerung dieser Schichten, die Gegenwart von Spalten zu erkennen ist, die das Gebirge durchkreuzen, so ist für dieses die disjunctive Bildung die einzig mög-

[1]) CHAVANNE, Afrika. pag. 47.

liche. Nur darüber kann noch ein Zweifel obwalten, ob eine Erhebung der in höheren Niveaus liegenden Schollen oder eine Einsenkung der tiefer gelegenen oder beides zugleich stattfand. Dass diese Fälle alle möglich sind und dass sie in der That in den Gebirgen vorkommen, dafür bieten die folgenden Beispiele Belege.

Der Natur der Sache nach müssen die in höherer Lage befindlichen Schollen ursprünglich eine plateauartige Beschaffenheit besitzen. Wo diese unverändert sich erhalten hat, wird auch der Typus dieser Gebirge am deutlichsten ausgeprägt sein. Dann weist auch die orographische Gestaltung auf die Bildungsvorgänge hin. Ist aber durch die nachfolgende Zerstörung die Gliederung und feinere Modellirung dieser Schollen eine weit vorgeschrittene, dann wird die Plastik des Gebirges die ursprüngliche Schollenverschiebung nicht mehr erkennen lassen, sondern nur die innere Tektonik dieselbe noch unzweifelhaft feststellen.

Unter den Plateaugebirgen sucht man also zunächst am besten nach Repräsentanten dieser Art.

Ein ausgezeichnetes Tafelland ist der südliche Theil der Capkolonie in der Spitze des afrikanischen Continentes. Auf einer Unterlage von Granit oder auf Thonschiefer ruhen in grossartiger Entwickelung petrefactenleere Sandsteine und Quarzite. Diese, welche zwischen der Küste und der eigentlichen Hochfläche fast durchgängig die zwei- und dreifachen Randketten der Terrassen bilden, geben dem ganzen Cap-Districte und der Colonie das eigenthümliche Gepräge. HOCHSTETTER benennt den Sandstein dieser Gebirge, da er im Tafelberge in besonders schöner Entwicklung auftritt, Tafelbergsandstein. Er lagert über dem Thonschiefer-Grundgebirge, theils horizontal über den steil aufgerichteten, vielfach gefalteten Thonschiefern, theils in stark geneigten Platten. Diese aufgerichteten, aber nicht gefalteten Bänke bilden zackige Berggipfel, die horizontal gelagerten Bänke aber Tafelberge. Die Sandsteinmassen sind vielfach von langen Bruchlinien, Spalten, durchzogen, welche zu breiten Thälern ausgewaschen sind, in denen die Unterlage, der Thonschiefer, zu Tage tritt.

Wenn hier auch in den älteren Theilen des Gebirges, in dem Thonschiefer, vielfache Faltung sichtbar wird, so ist doch die jüngere Niveaudifferenzirung in diesem Gebirge, soweit sie die Sandsteine betroffen hat, ohne eine solche Faltung vor sich gegangen und lediglich durch disjunctive Schollenbewegung bewirkt worden.

In kleinerem Maassstabe, aber in den Einzelnheiten um so deutlicher erkannt, treten uns Schollenbewegungen in den Bergen östlich von Gotha, den Seebergen, und in dem Galberge westlich dieser Stadt entgegen. Hier liegen verschieden alte Formationen in demselben Niveau z. B. Gypskeuper neben mittlerem Muschelkalk.

Es muss also eine Verschiebung um mindestens die ganze Höhe der Mächtigkeit des oberen Muschelkalkes und der Lettenkohle vor sich gegangen sein, die eine Parthie demnach um ungefähr 80 Meter höher liegen als die andere. M. BAUER, der eine genaue Beschreibung der Lagerungsverhältnisse dieser Berggruppe geliefert hat,[1]) gliedert in seinen Profilen diese Berge in 6—7 durch Verwerfungsspalten getrennte Schollen, die in ganz verschiedener Höhenlage sich finden, denn es liegen von Süd nach Nord nebeneinander: Gypskeuper, unterer Lias, Lettenkohle, mittlerer Muschelkalk, Rhät, wieder unterer Lias, Rhät, Steinmergelkeuper und wieder Gypskeuper. Bei der fast horizontalen oder nur

[1]) Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt. 1881.

sehr wenig geneigten Lagerung der einzelnen wohl charakterisirten Schichten ist die Wiederkehr derselben durch Faltung nicht zu erklären.

Nur eine Schollenbewegung giebt hierfür die Erklärung. BAUER nimmt an, dass sie mit einer Einsenkung der tieferen Theile erfolgt sei (vergl. pag. 404 des Artikels Gänge). Die weite Verbreitung ähnlicher Schollenbewegungen im ganzen Thüringer Wald ist durchaus wahrscheinlich.

Die grossartigsten Beispiele dieser disjunctiven Gebirgsbildung scheinen aber in den Plateaugebirgen des westlichen Nordamerika's, in den Districten, welche dem Staate Utah angehören, und den diesen benachbarten vorzuliegen. Der District der Hochplateaus von Utah ist der südlichere Theil der Wasatch-Berge, mit denen aber eigentlich jene nicht mehr zusammengehören. Sie sind ein vollständig von diesen verschiedenes, selbständiges Gebirge. Drei Reihen von Plateaus, jede wieder aus drei getrennten Tafelbergen bestehend, setzen dasselbe zusammen.

Das grösste dieser Plateaus, der Aquarius, hat etwa 35 engl. Meilen Länge und eine Höhe von 3300 Meter. Ganz besonders charakteristisch erscheint für den Bau dieses Gebirges das Auftreten zahlreicher grossartiger Verwerfungsspalten Dieselben gewinnen für den ganzen Gebirgsbau jener Gebiete Bedeutung, da sie sich als die Fortsetzungen grosser Spalten erkennen lassen, welche weiter südlich den Colorado und den grossen Cañon durchkreuzen. Die Höhe der Verwerfung, welche die Gebirgsstücke längs dieser Spalten erlitten haben, beträgt in einigen Fällen bis zu fast 2000 Meter. Von Interesse ist es, die in den Hochplateaus durch diese Verschiebungen bewirkte Structur mit dem Bau anderer Gebirge und anderer Theile der Felsengebirge zu vergleichen.

Von dem östlichen Fusse der Sierra Nevada bis zu den grossen Ebenen liegen zahlreiche Gebirgsketten, die man früher ebenfalls für gefaltete Gebirge gehalten hatte. Aber die fortschreitenden Untersuchungen der amerikanischen Geologen haben im Gegentheile für diese alle das Fehlen eigentlicher Faltung ergeben. Keines dieser Gebirge besitzt eine Analogie mit der Tektonik, wie sie so ausgezeichnet in den Falten der Apalachischen Gebirge zu Tage tritt.

Freilich kommen auch in den Gebirgen östlich von Sierra Nevada, in denen also keine gefaltete Structur an der eigentlichen Gebirgsbildung betheiligt ist, Biegungen und Zusammenschiebungen der Schichten vor. Aber diese sind wiederum einer viel älteren Zeit angehörig, als die der Entstehung der Gebirge Diese ist aus einer Niveaudifferenzirung von Schollen längs Spalten hervorgegangen, die eine Ebene, eine Platform durchkreuzten, die in sich lange vorher gefaltet war, wo aber die Unebenheiten der Oberfläche, die diese frühere Faltung bewirkt hatte, nahezu vollständig durch die Erosion wieder nivellirt waren.[1] Diese frühere Faltung mag durch spätere Bewegungen vielleicht noch vermehrt worden sein, aber unzweifelhaft ist mit der späteren gebirgsbildenden Bewegung nichts verbunden gewesen, das man als eine neue, selbständige Faltung bezeichnen könnte.

Auch charakteristische Querschnitte durch die Park-Gebirge von Colorado zeigen nur eine Reihe flacher Platformen, mit einseitiger Neigung gehoben und von Spalten an beiden Seiten begrenzt. Die einseitige Erhebung dieser Schollen hat nichts mit einer eigentlichen Faltung gemeinsam. Ein Schichtenblock ist immer für sich gehoben und in einseitige Neigung gebracht worden, aber er ist

[1]) DUTTON, Geology of the High Plateaus of Utah. Washington 1880, pag. 47.

beiderseitig durch Spalten aus der Continuität mit den anderen Schichtenschollen herausgelöst.

Eine Wiederholung der Tektonik der Park-Gebirge bietet sich in den Uintas und in dem Systeme der Hochplateau's. Ganz besonders tritt in der Structur der letzteren die Horizontalität der Schichten auffallend hervor. Gewisse charakteristische Schichten gestatten aber, die Niveaudifferenzen festzustellen, in denen dieselben im Gebirge erscheinen. Die Shinárumpschichten[1]), entweder zum Perm oder zur unteren Trias gehörig, sind vielleicht eine der merkwürdigsten, constantesten und bestcharakterisirten Schichtencomplexe der Welt. Ihre tief braunen, purpurrothen, braunrothen Farben heben sie überall leicht kenntlich hervor. Schieferthone und Sandsteine setzen die Serie zusammen.

Die Identität der Shinárumpschichten von Utah und Arizona und der unteren rothen Sandsteine von Colorado und Wyoming ist kaum noch zu bezweifeln und so bedeckt diese Formation ein Areal von beiläufig 250 Tausend engl. Quadratmeilen.

Wenn man über dieses Gebiet hin die fast stets horizontalen oder nur wenig einseitig geneigten Schichten verfolgt, so gewinnt man einen klaren Ueberblick über die grossen Unterschiede in den Niveau's, in denen dieselben in den Gebirgen erscheinen. An der einen Stelle treten sie in der Sohle tief eingeschnittener Thäler zu Tage, so z. B. im Rabbit-Thale, an anderen Stellen, so südwestlich von Markágunt-Plateau steigen sie hoch empor. Die grosse Hurricane-Verwerfung hat sie hier aufwärts geschoben. Nach den Verwerfungen zu erscheinen die Schichten umgebogen und diese Stellen sind die einzigen, wo die horizontale Lagerung verloren ging. Aber auch diese Biegungen sind nirgendwo mit eigentlichen Faltungen zu verwechseln.

Auch aus den meisterhaften Schilderungen, die uns v. Richthofen in dem 2. Bande seines Werkes über China von dem Gebirgsbaue des nördlichen Theiles dieses Landes entwirft, tritt uns das Bild der disjunctiven Gebirgsbildung in bestimmten Zügen entgegen.

Richthofen nennt das Kwen-lun-Gebirge eine grosse Scheidelinie des Landes. Vom Westrande des Tarym-Beckens an bis in das östliche China hinein, in der ganzen Erstreckung, gleichviel ob das Gebirge nur aus einem mächtigen Stamme besteht, oder in mehrere Parallel-Ketten aufgelöst ist, bildet die nördliche Fusslinie eine scharfe Grenze zwischen zwei Klassen von Erdräumen, welche in orographischer Beziehung die denkbar grössten Verschiedenheiten darbieten. Die im Norden vorgelagerten Gebiete haben seit dem Beginn des cambrischen Zeitalters nur regionale Bewegungen im verticalen Sinn, niemals aber Zusammenschiebungen und Faltungen in grösserer Ausdehnung erlitten. Die Differenzirung in den Niveauveränderungen, welche die alte cambrische Scholle des nördlichen China in ihrer Gesammtheit oder in grossen Theilen erlitten hat, wird durch grosse Brüche und ihrem Verlauf folgende Normalverwerfungen angezeigt. Orographisch stellen sich diese nördlichen Gegenden entweder als grosse, flache Einsenkungen mit jungen Bildungen ausgefüllt, oder als älteres Schichtungstafelland dar.

Diejenigen Bewegungen, welche darauf gerichtet waren, die Gesteine eines Areals auf einen geringeren Raum zusammen zu drängen, die Schichten in Falten zu werfen und die Falten über einander zu schieben, haben sich seit der Zeit der Ablagerung der untercambrischen Sedimente fast ausschliesslich auf der Südseite

[1]) Indianischer Name, der soviel bedeutet als: Waffen des Wolfsgottes.

der gangen Linie documentirt und hier im Gegensatze zu den nördlich angrenzenden Gebieten die gebirgigsten Länder der Erde geschaffen.

Im Einzelnen findet diese Darstellung in der Beschreibung der geognostischen Structur der einzelnen Provinzen des nördlichen China ihre Begründung. Von besonderem Interesse ist hiervon unter Anderem die Tektonik der westlichen Provinz Shantung. Diese besteht darin, dass das ganze Gebirgsland in eine Anzahl von Schollen zerfällt, die gegen einander verworfen sind, ohne dass eine Schichtenfaltung damit verbunden gewesen ist. Im Ganzen scheint eine Tendenz nach einer radialen Anordnung der Bruchspalten vorhanden zu sein, jedoch fügen sich dieser Regel keinesweges alle Spalten. Wohl aber erscheint als ein deutlich erkennbares und durchgreifendes Gesetz die einseitige nach Norden gerichtete Neigung der sämmtlichen Schollen.

Im Osten dieses Gebirgslandes ist die Tektonik wiederum eine ganz andere. Es ist eine merkwürdige Thatsache, dass der innere Bau zweier Hälften desselben Gebirgslandes, welche zudem aus beinahe genau einander entsprechenden geognostischen Formationen aufgebaut sind, auf eine so verschiedenartige tektonische Geschichte führt. Im Westen fand ein Zerbersten in Schollen nach wenig regelmässigen Linien statt und die verticale Verschiebung erreicht in wenigen Fällen eine Amplitude von mehr als 1000 Meter; diese Verschiebung ist derartig geschehen, dass alle Schollen eine Neigung in nördlicher Richtung haben. Im Osten hingegen vollzog sich ein Zusammenschieben des in der Streichrichtung NNW.—SSO. gefalteten Gneiss durch eine Kraft, welche rechtwinklig auf die Richtung der daraus entstandenen, von WSW.—ONO. streichenden Höhenzüge wirkte.

Die Westhälfte dieses Gebirgslandes ist der Prototyp für die Tektonik grosser Theile des nordwestlichen China, die Osthälfte ebenso für den Grundbau des Nordostens, wahrscheinlich bis nach Korea hinein.

Welche Kraft diese Schollenbewegung veranlasst und wie wir uns den Mechanismus derselben etwa vorzustellen haben, darauf kann erst im Zusammenhang mit den Vorgängen der Gebirgsfaltung eingegangen werden.

3. Plications- oder Faltungsgebirge. Die Gebirge dieser Art sind unstreitig die merkwürdigsten und für den Gebirgsbau im Allgemeinen wichtigsten. Die gewaltigsten Gebirge der Erde, die grossen Kettengebirge, Alpen, Pyrenäen, Cordilleren gehören in diese Gruppe.

Das charakteristische Kennzeichen derselben ist die mehr oder weniger bedeutende Biegung der Schichten im Inneren dieser Gebirge, sowie der Umstand, dass diese gebogenen Schichten in unmittelbarem Zusammenhange mit denselben nicht oder nicht so stark gebogenen Schichten ausserhalb des Gebirges stehen. Das ausgedehnte Schichtensystem ist das ursprüngliche, dieses erscheint später in einzelnen Theilen gefaltet. Das Gebirge selbst und seine Unterlage sind als ein einziges Ganze anzusehen, das durch die bewirkten Biegungen in seinem Oberflächenniveau differenzirt wurde. Während bei den Accumulationsgebirgen die Gebirgsbildung zugleich mit einer Neubildung von Gesteinen verbunden war, besteht die Faltung nur in einer Ortsveränderung schon längst gebildeter Gesteine. Von den Schollengebirgen unterscheiden sich die Faltungsgebirge durch die Stellung der Schichten, aber auch dadurch, dass bei jenen die Bildung der Discontinuitäten der ursprünglich zusammenhangenden Erdrinde der Niveaudifferenzirung voranging, deren Möglichkeit erst durch die Spalten bedingt wurde, während bei den letzteren die Spalten selbst erst die Folge der durch die

Biegung bewirkten Niveauveränderungen waren. Bei den Faltengebirgen lassen sich die dislocirten Theile, auch wenn sie durch spätere Gebirgszerstörung ganz aus dem ursprünglichen Zusammenhang herausgelöst erscheinen, durch Construction der fehlenden Theile wieder in Verbindung setzen, während bei den Schollengebirgen nur die verticale Rückwärtsbewegung um den Betrag der Disjunction die alte Lage wieder herzustellen vermag. Daher werden die Profile, welche durch ein Faltengebirge gelegt werden, erst dann verständlich, wenn durch Luftconstructionen über der heutigen Kammlinie des Gebirges selbst und durch entsprechende Ergänzung der in der Tiefe unsichtbaren, aber dorthin fortsetzenden Schichten, der ganze Verlauf und die Zusammengehörigkeit der einzelnen Faltungen unterhalb des Kammes in ihrer alten Continuität reconstruirt werden. Das wird aus den im Folgenden angeführten Beispielen noch klarer werden.

Das Maass der Biegung der Schichten ist ein sehr verschiedenes. Oft erscheinen dieselben nur einfach beiderseitig zu einem gewölbeähnlichen Baue aufgerichtet, oft zeigen sie die vielfachsten, wiederholten stark zusammengebogenen Faltensysteme.

Als Beispiel eines einfachen Faltenbaues kann der Schwarzwald gelten. Der innere Bau desselben lässt ihn als eine breite, sanft gewölbeförmige Erhebung der Erdrinde erkennen, als deren Kern krystallinische Schiefer, Gneiss mit Graniten und Porphyren erscheinen. Auf diesen lagern jüngere Sedimente, theils Süsswasserbildungen, theils Meeresabsätze, dem System der Trias angehörig, die von seinem Fusse aus mit allmählicher Erhebung bis auf seine Hochflächen hinaufreichen. Dieser gewölbeartige Bau, in dessen Achse die krystallinischen Schiefer auftreten, war der Grund, dass man den diesen eingeschalteten Eruptivgesteinen auch die Hebung der sedimentären Schichten zuschrieb. Aber da die Sandsteine der Hochflächen Bruchstücke der Eruptivgesteine einschliessen, so mussten diese letzteren längst fest gewesen sein, ehe die Sandsedimente sich bildeten. Die Hebung des Schichtengewölbes konnte aber erst eintreten, nachdem die Sedimente der Hochflächen sich in See- und Meeresbecken abgelagert hatten. Daher sind die Eruptivgesteine älter, die Hebung jünger als die Bildung der Sedimente. Es kann somit die Hebung nicht durch die Eruptivgesteine verursacht worden sein. Die dislocirenden Kräfte haben das ganze vorher gebildete Erdrindenstück gleichmässig miterfasst, emporgehoben und gebogen, die Eruptivgesteine so gut wie die krystallinischen Schiefer und die Sedimente.[1] Keines der vorhandenen Eruptivgesteine hat eine active Rolle bei der Aufbiegung des Schichtengewölbes gespielt, sie haben sich passiv verhalten, wie alle anderen.

Einen ähnlichen, wenngleich schon etwas stärker gefalteten Bau zeigen die südöstlichen Hochlande von Irland, die Gebirge der Grafschaften Wicklow und Waterford, südlich von Dublin. Die ganze Kette, die geologisch und orographisch als ein einziges Ganzes aufzufassen ist, trägt im Allgemeinen den Charakter eines flach gerundeten Walles mit aufsitzenden runden Höckern und flachen, weiten Thälern. Der Kern des Gebirges besteht aus Granit, dem nach beiden Seiten krystallinische Schiefer und cambrische und silurische Schichten angelagert sind. Trotz der regelmässig centralen Lage des Granites in diesem Gebirge kann derselbe keineswegs als der Träger der erhebenden Kraft für dasselbe angesehen werden. Aus dem Verbande der geschichteten Gesteine auf beiden Seiten des Granitkernes ergiebt sich, dass der Bau keineswegs ein symmetrischer ist, sondern

[1] A. Heim, Die Gebirge. Basel 1881. pag. 10.

dass eine, nicht von unten aufwärts, aber einseitig in horizontaler Richtung wirkende Kraft die Aufwölbung durch Zusammenschieben hervorbrachte. Die cambrischen Gesteine, rothe und grüne Sandsteine mit Schiefern und gelben Quarziten wechsellagernd und ebenso die silurischen Schichten sind zu vielfachen Falten auf beiden Seiten dislocirt, die aber im Allgemeinen in aufsteigenden Biegungen zu der Hochfläche des Granitkernes hinaufführen. Alle erscheinen gewissermaassen nur als Detailbiegungen des einen gemeinsamen Schichtengewölbes, das auch in dem wallförmigen Relief des Gebirges sich wiederspiegelt.

Wenn auch nicht in dem gleichen Sinne einfach, wie der Schwarzwald, d. h. nur aus einer gewölbeähnlichen Centralbiegung bestehend, so ist doch der schweizer Jura eines der leichtverständlichsten und klarsten Beispiele eines Faltengebirges. An seinem Südrande richten sich die Schichten aus horizontaler Lage hoch in steile Stellung auf, in der Höhe biegen sie sich flach um und sinken, nachdem sie einen langen Bergrücken gebildet haben, wieder hinab, um sich dann auf's Neue noch in mehrfacher Folge wieder auf- und abzubiegen. Die Falten des Juragebirges sind 500—1500 Meter hoch. In ihrer Mehrzahl neigen sie gegen Norden über. Während das ganze Juragebirge 320 Kilometer lang ist, streichen einzelne Falten 12—90, eine sogar 162 Kilometer weit. Auf jedem Wege quer durch das Juragebirge muss man mehrere etwa 10—12 Falten durchschneiden, die parallel hinter einander liegen. Im westlichen Theil ist das Gebirge breiter, im östlichen drängen sich die Falten und auch die daraus gebildeten Rücken dichter aneinander. Im Ganzen besteht der Jura aus etwa 160 Falten der Erdrinde.[1])

So ist denn der Jura der Prototyp eines gefalteten Gebirges, dessen Kettenform und Gliederung wesentlich durch die innere Tektonik bedingt wird. Die concaven, d. i. abwärts gekrümmten Biegungen der Schichten nennt man Mulden, die convexen, aufwärts gebogenen Sättel oder Gewölbe. Die vollkommene Uebereinstimmung der Schichtenlage mit der orographischen Gestaltung eines Faltengebirges erfordert demnach, dass die Gebirgsrücken oder Kämme auch durch Schichtensättel, die Thäler durch Schichtenmulden gebildet werden. Das ist im Jura in der That der Fall, seine Längsthäler liegen zwischen den einzelnen Ketten, dem Verlaufe derselben parallel und sind überwiegend Muldenthäler.

Aber gerade wegen der Regelmässigkeit des Baues lassen sich auch die nicht normalen, nicht in der Tektonik begründeten Verhältnisse der Gliederung am Jura gut studiren. Es kommen auch bei ihm Fälle vor, wo die äussere Form und der innere Bau sich zu widersprechen scheinen.

Wir können uns die Beziehungen zwischen der orographischen Gestaltung eines Faltengebirges und der inneren Faltung selbst auf Grund der nebenstehenden schematischen Darstellung klar machen. Dass die Falten sich aus Sätteln und Mulden zusammenfügen, wurde oben schon erwähnt. Im Profile d. h. in einem normal zur Streichrichtung der gefalteten Schichten gelegten Querschnitte tritt die Stellung und das Maass der Faltung vor Augen. Die Figur stellt ein solches Profil dar.

Die Falten stehen entweder gerade, so dass die beiden Schenkel oder Flügel der entsprechenden Sättel und Mulden in symmetrischer Lage gegen den Scheitel der Biegung geneigt sind, wie bei a in der Figur oder sind schief, die Neigung ihrer Flügel ist ungleich. Wenn die beiden Schenkel nicht mehr nach entgegengesetzter Richtung geneigt sind, sondern der eine voll-

[1]) Heim, l. c. pag. 14.

kommen übergebogen, übergekippt erscheint und gleichzeitig die Neigung gegen den Horizont eine geringe ist, wird eine Falte als **liegend** bezeichnet. Bei solchen liegenden Falten, die aus einem Schichtencomplexe bestehen, erscheinen die Schichten in paralleler Lage und es folgen in der Verticallinie mehrmals dieselben Schichten in verwendeter Folge übereinander. (In der Figur rechts bei c.)

Die Sattelstellung der Schichten, wodurch dieselben von einer Linie (im Profile ein Punkt) beiderseits abfallen, nennt man auch **Antiklinale** (a, i. d. Fig.) die Muldenstellung **Synklinale** (a_1, i. d. Fig.) Ist hierbei die Neigung beider Sattel- oder Muldenflügel eine gleichsinnige, so nennt man sie **isoklinal**, also wie bei c in der Figur, im entgegengesetzten Falle **heteroklinal** (bei a u. a_1). Bei isoklinaler Stellung der Schichten müssen die einen Flügel nothwendig überbogen sein. Befinden sich beide Mulden- oder Sattelflügel in überkippter Stellung, so nehmen die Falten fächerförmige Structur an. (In der Figur bei d). Mit dieser, sowie auch mit den dicht zusammengeschobenen liegenden Falten ist nicht selten eine vollständige Verdrückung der inneren Glieder einer Schichtenfalte verbunden, so in der Figur rechts bei c.

Idealea Profil eines Faltengebirgea. (Min. 87.)

Alles was über der horizontalen Linie liegt, ist als wirklich beobachtet zn denken; alles was unterhalb dieser Linie nnd über dem Profil mit pnnktirten Linien gezeichnet ist, sind blosse Constructionen zur Verbindnng der dislocirten, anscheinend getrennten Schichtenstücke: so bei a, d u. e sogen. Luftsättel. Ueber den Zusammenhang und die Folge der einzelnen Schichten in den verschiedenen Falten orientiren die Zahlen. Die Schichten 7 u. 8 sind ganz besonders als Leitschichten anzusehen. a, a: stehender oder gerader Sattel, **Antiklinale**. a_1, a_2 gerade Mulde oder **Synklinale**, b schiefe Mulde, c schiefer oder liegender Sattel, isoklinale Stellung der Schichten; Wiederholung derselben Schichten in der Verticallinie in nmgekehrter Folge; d stehende Falte mit beiderseitig überbogenen Flügeln: Fächerstructur; e Sattel- oder Antiklinalthal, f, g Isoklinalthäler, a Sattelrücken oder Antiklinalrücken, a_1 Muldenthal oder Synklinalthal, a_2 Muldenrücken oder synklinaler Rücken. Bei c die vollkommene Verquetschung der inneren Glieder der gefalteten Complexe.

Bei den Faltengebirgen tritt der Unterschied von Längs- und Querthälern

ganz besonders hervor. Jene liegen in der Längsrichtung der Falten, meist zwischen zwei Sätteln oder Gewölben, während die Querthäler die Falten durchschneiden. Aus der gleichen Lage der Längsthäler folgt auch, dass sie in ihren Anfängen die gleichen Bildungsursachen haben, wie die Falten selbst. Die Querthäler hingegen müssen auf andere Ursachen zurückgeführt werden; sie sind, wie Heim sagt, der Faltung zum Trotze modellirt. Längsthäler können bezüglich ihrer Lage zur Schichtenstellung verschiedenartig sein; es spricht sich in denselben meist auch der genetische Zusammenhang mit der Faltung deutlich aus.

Der natürlichste und einfachste Typus ist das Muldenthal oder Synklinalthal, das überwiegend durch die blosse Faltung gebildet wird, auch ohne Hinzutreten von Zerreissungen und Erosion. Ist das Thal in der Kammlinie eines Sattels, einer Antiklinale eingesenkt, so ist dasselbe durch Aufreissen der stark gebogenen Schichten im Scheitel des Sattels und durch Erosion gebildet (a, in der Fig.). Aber das Aufreissen ist die direkte Folge der Faltung. Liegt ein Thal zwischen Sattel und Mulde eingesenkt, so ist es wesentlich durch Erosion entstanden. In beiden Thalgehängen zeigen die Schichten gleichsinnige Neigung. Daher heisst ein solches: Isoklinalthal (g u. f, in der Fig.). Von den Vorgängen der Faltung sind diese fast ganz unabhängig.

Thäler und Kämme können aber auch in ihrer Richtung zwischen Quer- und Längsthälern in der Mitte stehen d. h. also schief zur Faltung verlaufen. In einigen Fällen mögen sie, wie manche Querthäler, in diesem Verlaufe durch die Existenz von Spalten bedingt sein, die in Folge der Schichtenfaltung entstanden sind. Vorwiegend aber sind sie nur das Resultat der Erosion.

Neben den Falten treten aber noch andere Dislocationsformen auf, in ihrer Entstehung allerdings von jenen abhängig oder durch die gleichen Bewegungen erzeugt, die jene hervorriefen: die Bruchspalten oder Verwerfungen. Wo sie durch Aufreissen einer Falte entstanden und durch Ueberschiebung der Faltentheile ausgebildet sind und in der Längsrichtung der Schichten verlaufen, heissen sie Längsspalten oder Faltenverwerfungen, wenn sie die Falten durchschneiden, Querspalten. Das Nähere hierüber ist im Artikel »Gänge« pag. 497 nachzusehen.

Der Grad der Faltung oder der dazu nothwendigen Zusammenschiebung bedingt auch durchaus den Charakter der Falten und deren Gliederung. Liegende Falten sind stets das Zeichen intensiveren Zusammenschubes, als regelmässige, stehende Falten. Wenn eine ganze Reihe von liegenden Falten nebeneinander liegt, muss eine sehr starke Zusammenquetschung stattgefunden haben, alle Thäler und Kämme erhalten dann isoklinalen Charakter. Die Wiederholung der gleichen Schichten, die oben schon hervorgehoben wurde ist dann der Nachweis einer wirklich vorhandenen Faltung, auch wenn durch oberflächliche Zerstörung und durch unerreichbare Tiefe die Falte selbst nicht im Ganzen sichtbar erscheint. Eine jüngste, daher ursprünglich obere Schicht, auf deren beiden Seiten ältere in symmetrischer Reihe folgen, ist der zusammengepresste Kern einer Mulde; eine älteste Schicht, von der aus symmetrisch nach beiden Seiten jüngere folgen, ist der Kern eines Sattels (bei c in der Fig.). Solche mehrfache Faltung mit paralleler Stellung der Schichten ist im Inneren der Kettengebirge bei tieferen Schichtencomplexen häufiger zu beobachten, als an den äusseren Randfalten: hier äusserten sich die faltenden Kräfte mit grösserer Intensität.[1])

[1]) Heim, II. pag. 197.

Zu den interessantesten Formen der Gebirgsfaltung, die allerdings auch am schwierigsten zu deuten sind, da sie ein fast unbegreiflich hohes Maass der Zusammenschiebung voraussetzen, gehören die zu Doppelschlingen zusammengebogenen Falten, wie sie bei c in der Figur dargestellt sind. Solche liegende Doppelfalten sind in den Alpen, in Skandinavien und anderwärts an zahlreichen Stellen nachgewiesen.

Bei ihnen erscheinen die Mittelschenkel d. h. die zwischen Sattel und Mulde als gemeinsame Flügel liegenden Theile einer Falte stets stark reducirt, ausgewalzt oder ganz zerquetscht, so dass in der Regel ganze Schichten oder Schichtenfolgen fehlen.

Heim hat in seinem mehrfach citirten Werke, I. pag. 220, eingehend die verschiedenen Möglichkeiten solcher Bildungen und ihre Erklärung erörtert und zwar an einem besonders auffallenden Beispiele aus den Alpen, an der sogen. Glarner Doppelfalte. Auf seine Erörterungen mag hiermit verwiesen werden. Auch auf die Beziehungen dieser liegenden Falten mit steigender Verquetschung der Mittelschenkel zu Verschiebungen und Verwerfungen hat Heim aufmerksam gemacht.

In der That haben der Erscheinung nach solche Falten, für welche die Wiederholung derselben Schichten in fast paralleler Lage übereinander charakteristisch ist, grosse Aehnlichkeit mit Verschiebungen längs gewöhnlicher Spalten, durch welche ebenfalls gleiche Schichten anscheinend sich wiederholend nebeneinander zu liegen kommen. In vielen Fällen ist die Entscheidung schwer, ob die eine oder die andere Deutung den beobachteten Verhältnissen am besten entspricht.

Eine Reihe überaus belehrender Profile theilte neuerdings auch Brögger aus der silurischen Formation des Gebietes von Christiania in Norwegen mit.[1]) Auch in diesen deuten sich viele der parallelen Wiederholungen wohl charakterisirter, gleicher Schichten nebeneinander unzweifelhaft als Doppelfalten mit gänzlich verquetschtem Mittelschenkel, als Faltenverwerfung und nicht als gewöhnliche Spaltenverwerfung. In anderen Fällen ist dieses keinesweges so ohne Weiteres nachzuweisen und es ist wohl zu beherzigen, was hierüber Brögger im Einzelnen ausführt.[2])

So lange man sich eine einzelne Schicht für sich gefalten denkt, wie man das etwa mit einem Bogen Papier experimentell nachzuahmen vermag, dann hat das Eintreten überschobener Doppelfalten keine Schwierigkeit. Man versteht dann auch vollständig, dass für diese Fälle die Deutung Heim's zutreffend erscheint: Der Gewölbeschenkel (Sattelflügel), der nach oben der seitlichen Pressung ausgewichen ist, überschiebt sich oben, der Muldenschenkel unterschiebt sich in der Tiefe nach entgegengesetzter Richtung. Gewölbeschenkel und Muldenschenkel erleiden Stauung, der Mittelschenkel dazwischen liegt zwischen zwei in entgegengesetzter Richtung sich bewegenden Schichtmassen eingeklemmt, enorm belastet durch den Gewölbeschenkel und Gewölbekern und wird zudem noch durch eine Componente der stauenden Kraft gequetscht. Der Mittelschenkel erfährt dadurch eine mechanische Wirkung, die am passendsten als ein Auswalzen bezeichnet wird, er muss dabei länger und schmäler werden. Es gleiten ferner die geologisch jüngeren Schichten des

[1]) W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 u. 3 im Christianiagebiet u. auf Ecker. Christiania 1882. pag. 176 ff.

[2]) l. c. pag. 206.



faltenden Systems auf der Unterseite des Mittelschenkels nach unten, die älteren auf der Oberseite desselben nach oben. Auch hierdurch wird der Mittelschenkel stets dünner ausgezogen und ausgewalzt, zerreisst auch dabei zuweilen in einzelne Fetzen. Durch fortgesetzte Bewegung dieser Art wird endlich Gewölbetheil und Muldentheil von einander abgescheert. An die Stelle des Mittelschenkels ist eine Verschiebungsfläche getreten, es ist eine Faltenverwerfung entstanden.

Das erscheint allerdings alles einfach und plausibel, so lange wir es mit einer isolirten Schicht zu thun haben, die überall für die ausweichenden Bewegungen der gebildeten Falten Raum findet und die eine grosse Cohäsion der Masse besitzt, so dass sie nicht zerreisst, sondern in der That sich biegt, auszieht und allmählich verquetscht. In der Natur aber treffen diese Voraussetzungen wohl nicht immer ganz zu und die Bedenken, die PFAFF aus diesem Umstande gegen die Erklärungen HEIM's hergeleitet hat, verdienen doch wohl einige Beachtung.[1])

Die Thatsache, dass solche Faltenverwerfungen mit reducirten oder fehlenden Mittelgliedern sich finden, kann freilich nicht weggeleugnet werden. Nur die Deutung der Erscheinung wird vielleicht noch eine andere sein müssen. Ein Umstand scheint in der That noch ganz besonders in Betracht gezogen werden zu müssen, nämlich der, dass es sich in der Natur immer um die gleichzeitige Faltung ganzer Schichtenfolgen handelt.

Denken wir uns in der Figur pag. 531. die Schichten 5, 6, 7 u. 8 zunächst einmal für sich aus dem in der Figur dargestellten idealen Profile herausgelöst und zu einer Falte zusammengebogen, so ist es klar, dass in der nach oben geöffneten Mulde, wie z. B. bei b die jüngeren Schichten 5 u. 6 die inneren werden müssen, dagegen bei dem Sattel die ältere Schicht 8, wie bei a. In der Mulde können die beiden Flügel derselben z. B. der Schicht 7, deren einer gleichzeitig Sattelflügel ist, wenn die Mächtigkeit der Straten intact bleiben soll, nicht weiter durch die Faltung sich genähert werden, als bis zur Entfernung um die doppelte Mächtigkeit der Schichten 5 u. 6, die in der Mulde doppelt nebeneinander liegen. Ebenso müssen im Sattel die beiden Flügel der Schicht 7 um die doppelte Entfernung der Mächtigkeit von 8 im Maximum der Faltung noch auseinanderstehen. Je mehr aber ganze Schichten complexe d. h. aus vielen, bedeutende Mächtigkeit besitzenden Einzelschichten bestehende Folgen durch eine Kraft zusammengeschoben und zur Faltung gezwungen werden, um so weniger kann diese bis zur Bildung wirklich liegender Falten fortschreiten, da die inneren Schichten der Faltenmulden und Sättel, die Kerne, mit ihrer Gesammtmächtigkeit dem Zusammenschieben ein Hinderniss setzen. Die Entfernung dieser ist also die erste Bedingung der intensiven Faltung.

Jedenfalls verhalten sich aber die über einer mittleren Schicht gelegenen Straten, also z. B. 5 u. 6, da sie auch von ganz anderer petrographischer Beschaffenheit sein können, dem Bestreben, sie zu entfernen, gegenüber anders, wie die Schichten unter 7, also z. B. 8. Gleichartige Bewegung und gleichmässiges Auswalzen im Sinne HEIM's setzt eine gleichmässige Beschaffenheit, eine gleichmässige Cohäsion und Beweglichkeit beider Kerne voraus. In der Natur möchte diese nur in ganz seltenen Fällen wirklich vorhanden sein.

Aber es wird in Wirklichkeit immer eine Schicht in gefalteten Systemen sich finden, die wie in unserer Figur die Schicht 7 nicht nur als eine Leitschicht für

---

[1]) F. PFAFF, Der Mechanismus der Gebirgsbildung. Heidelberg 1880. pag. 138.

die richtige Erkennung der stratigraphischen Anordnung, sondern gewissermaassen auch als Trägerin der Faltenbildung angesehen werden kann, in dem Sinne, dass sie nach ihrer petrographischen Beschaffenheit ganz besonders geeignet ist, die Faltung durchzumachen, ohne dabei in irgend einer Weise reducirt, auffallend verquetscht oder unkenntlich gemacht zu werden. In den Profilen, die Brögger[1]) mittheilt, tritt dieses mehrfach deutlich hervor. Für die überaus lehrreiche Falte in den Silurschichten von Grundvick, zwischen Stemmestad und Närsnäs in Röcken im südl. Norwegen, die an der Steilküste entblösst ist, spielen unzweifelhaft die dicken Bänke des Orthocerenkalksteines die Rolle der wesentlichen, die Faltung leitenden und tragenden Schicht. Ihre Oberfläche erscheint auch als die Ebene, auf der die Faltenverwerfung erfolgt ist. Ganz ähnlich tritt der Einfluss derselben Orthocerenkalksteine auch in anderen Falten hervor; sie erscheinen mehrfach auch wie eine schützende Decke für die unterliegenden Schichten.

So bezeichnet denn auch Brögger diese dicken, festen Kalksteinbänke als die Grundbedingung der in dieser silurischen Etage so häufigen Bildung von Ueberfaltungen und Faltenverwerfungen. Als vorzüglich verschwunden und fortgequetscht erscheinen die weichen, ductilen Schiefer. Sie glitten auf den Kalksteinbänken aus ihrer Lage. In den Alaunschieferetagen, in denen die Kalksteine fehlen, fehlen auch die grossen Falten, welche von den Kalksteinbänken getragen wurden; hier äusserte sich der Zusammenschub durch eine kleine, oft scharf geknickte Fältelung und wird hierdurch compensirt. So wird also die Art der Zusammensetzung einzelner Schichtencomplexe ganz gewiss als maassgebend gelten können für die Ausbildung bestimmter Art von Faltung. Die Zusammensetzung eines Schichtencomplexes aus einer als Trägerin der Faltung ganz besonders geeigneten, mächtigen, festen und widerstandsfähigen Schicht und vielen anderen über und unter dieser liegenden dünneren, weicheren, verdrückbaren Schichten scheint die günstigsten Bedingungen zu bieten für die Ausbildung starker Ueberfaltungen und Faltenverwerfungen. Hieraus kann man dann auch folgern, dass, sowie die eine mächtigere Bank als Trägerin der Faltung gilt, so die anderen Schichten in erster Linie als die ausweichenden, sich verquetschenden Schichten anzusehen sind.

Gehen wir also nun bei der Betrachtung der Vorgänge einer Ueberfaltung von einer solchen Schicht aus, die von ductileren bedeckt und unterlagert wird, so kann diese Schicht gewissermaassen als das Gefäss gelten, in welchem bei einer Faltung der Complex der jüngeren Schichten als Muldenkern, der der älteren als Sattelkern gefasst und getragen wird. Erst durch Entfernung der Kerne wird, wie vorhin gezeigt wurde, eine Ueberfaltung möglich werden. Durch die Zusammenpressung werden also zunächst die Schichten im Muldenkerne aufwärts geschoben, die im Sattelkerne abwärts. Nur hier hindern die Wände des Gefässes das Ausweichen nicht. Ein Theil des Ausweichens erfolgt vielleicht auch durch Streckung in der Richtung des Streichens, davon wollen wir hierbei absehen, da es nicht die Art, sondern nur das Maass der noch auf andere Weise nöthigen Verkürzung beeinflusst. Die Aufwärtsbewegung der Schichten im Muldenkerne beim Zusammenpressen der Gefässwände ist ohne Weiteres denkbar, dagegen kann die Abwärtsbewegung des Sattelkernes eigentlich nicht angenommen werden, da nach unten ein Nachgeben nicht möglich erscheint. Es muss demnach die Wand des Gefässes in der entgegengesetzten Richtung d. h. aufwärts

[1]) l. c. pag. 190 ff.

bewegt werden. Es resultirt also aus der Zusammenpressung eine Aufwärtsbewegung der Hauptschicht von der Mitte des Mittelschenkels an und mit ihr aller über ihr liegenden Schichten, den ganzen Muldenkern eingeschlossen. Das ist aber gleichbedeutend mit einer Ueberschiebung des Sattels über die Mulde, einer Faltenverwerfung. Denken wir dann eine Horizontale durch die Mitte der Mulde gelegt, so trifft diese natürlich die Sattelschichten nicht mehr, dieselben erscheinen reducirt, verquetscht, z. Th. verschwunden. An eine wirkliche mechanische Verquetschung ist dann aber nicht immer nothwendig zu denken, wenngleich sie nicht ausgeschlossen ist. In vielen Fällen erscheint das Fehlen der Schicht in einem bestimmten Niveau eben nur ein scheinbares, sie ist in einer höheren Niveaulage zu suchen.

Da die höheren Theile am meisten der Denudation unterliegen, so sind in vielen Fällen die aufwärts bewegten Theile nicht mehr nachzuweisen. Bei den Faltenverwerfungen im Gebiete von Christiania sind die weicheren Schiefer theils vorwiegend aus dem Mittelschenkel und dem Muldenkerne weggequetscht, die Muldenbiegung dagegen z. Th. bewahrt, während hingegen von der Gewölbe- oder Sattelbiegung keine Spur mehr vorhanden ist, dagegen der Sattelkern ein geringeres Maass der Raumverkürzung zeigt. Das scheint mit unseren Voraussetzungen übereinzustimmen.

Aber wie man sich auch im Einzelnen die Vorgänge dieser intensiven Faltungen, Ueberfaltungen und Faltenverwerfungen denken mag, wie man sich das Verhalten der Gesteine selbst bei dieser Faltung, ihre plastische oder nicht plastische Beschaffenheit, vorstellt, das eine lässt sich nicht mehr bestreiten: die Faltung selbst und also ein gewissermaassen plastisches Verhalten ist keine Hypothese mehr, sondern eine Beobachtung.[1])

Darin beruht nun aber die andere Hälfte der Lösung des Problems der Faltenbildung: wie war es möglich, dass Gesteine, die wir als feste, harte, spröde Massen kennen, solche Biegungen, Fältelungen und Verquetschungen durchmachten und doch noch als zusammenhängende, anscheinend nicht zerstückelte Straten erscheinen und endlich, welches war die gewaltige Kraft, welche diese Faltungen und Zusammenschiebungen bewirkte und woraus ist diese Kraft herzuleiten?

Aus zahlreichen Beobachtungen geht unzweifelhaft hervor, dass die Gesteine der Gebirge, als sie die Biegungen und Faltungen erlitten, in festem, hartem Zustande sich befanden wie heute. Ein plastisches Verhalten kann ihnen daher ohne Weiteres nur innerhalb der Grenzen zuerkannt werden, innerhalb deren wir auch heute an Gesteinen eine gewisse Biegsamkeit wahrnehmen. Wir sehen Kalksteinplatten auf Oefen, die einer oftmaligen Erwärmung und Abkühlung ausgesetzt sind, sich krumm ziehen. Lange Granitsäulen, die sich längere Zeit in horizontaler Lage, nur an den beiden Enden unterstützt, befinden, biegen sich durch ihre eigene Schwere in der Mitte ein u. dergl. Aber dabei handelt es sich immer nur um ganz minimale Bewegungen. Grössere Biegungen können wir an Gesteinen nicht ausführen, ohne dass ein Ueberschreiten ihrer engen Elasticitätsgrenzen stattfindet d. h. dass sie zerbrechen.

Und doch sollte man nach den Erscheinungen der Faltung annehmen, dass die Gesteine weich gewesen seien, wie plastischer Thon.

Heim kam zu der Annahme, dass Gesteine unter hohem Druck wirklich eine

[1]) Brögger, l. c. pag. 224.

Art molecularer Plasticität erhalten. In einer gewissen Tiefe unter der Erdoberfläche, so lautet in der Kürze seine Theorie, sind die Gesteine weit über ihre Festigkeit hinaus belastet. Dieser Druck pflanzt sich nach allen Richtungen fort, so dass ein allgemeiner, dem hydrostatischen Drucke entsprechender Gebirgsdruck allseitig auf die Gesteinstheilchen einwirkt. Dadurch sind dort die sprödesten Gesteine in einen latent plastischen Zustand versetzt. Tritt eine Gleichgewichtsstörung durch eine neue Kraft — den gebirgsbildenden Horizontalschub — hinzu, so tritt die mechanische Umformung in dieser Tiefe ohne Bruch, in zu geringen Tiefen bei den spröderen Materialen mit Bruch ein.

Bei der Umformung ohne Bruch denkt Heim sich in der That die Molecüle selbst spröder Gesteine verschiebbar, wie diejenigen plastischer Massen. Während die Umformung durch Bruch nur an einzelnen Stellen die Starrheit in der Lage der Theilchen überwindet und zu wirklicher Trennung, wenn auch nur im minimalsten Maassstabe, der einzelnen Theile von einander führt, geschieht die Umformung ohne Bruch an einer im Vergleich damit unendlich grossen Zahl von Stellen, wenn auch in etwas anderer Weise.

Pfaff[1]) hat gegen die Theorie auf experimentellem Wege Einwände zu führen versucht. Es gelang ihm nicht durch Anwendung starker Druckwirkungen auf Gesteine, dieselben plastisch zu erhalten; auch bei einem 7 Wochen lang fortgesetzten Drucke von 9970 Atmosphären. Einen solchen Druck würde man aber nach Pfaff erst in einer Tiefe von 36 Kilometern im Inneren der Erde antreffen. Heim nahm an, dass schon ein Druck einer Gesteinsmasse von 2600 Meter ausreiche, um das völlige Plastischwerden zu bewirken. Dieser Druck würde aber nur 703 Atmosphären entsprechen.

Damit stimmen allerdings in gewissem Sinne auch die Resultate der überaus interessanten Versuche von Spring[2]) überein, der die Einwirkung sehr hohen Druckes auf das Verschweissen und Legiren von Metallen, auch auf die Möglichkeit chemischer Reactionen unter Druck geprüft hat. Metalle nehmen in der That unter einem Druck von 5—7500 Atmosphären eine der flüssigen ähnliche Beschaffenheit an; sie schweissen zusammen, legiren sich, feines Pulver wird zu festen Blöcken vereinigt, wie sie durch Schmelzen erhalten werden. Blei entweicht bei 5000 Atmosphären durch die Fugen der Apparate wie eine dünnflüssige Masse.

Auch der Thon wird bei einem Drucke von 5000 Atmosphären plastisch und fängt an zu gleiten. Vollkommen negativ aber waren die Versuche mit der Kieselsäure, offenbar weil die Härte derselben zu gross ist. Da nun aber gerade diese als wesentlichster Bestandtheil der meisten Gesteine eine Hauptrolle spielt, so scheint daraus in der That gefolgert werden zu dürfen, dass ein Plastischwerden an Kieselsäure reicher Gesteine auch unter sehr hohem Drucke nicht zu erwarten ist. Andererseits freilich sind die Versuche Spring's dadurch von grosser Bedeutung, als sie zeigen, dass wenigstens für weichere Substanzen, also z. B. Thone und vielleicht auch Kalksteine ein Plastischwerden nicht so ganz unmöglich erscheint. Dass ferner unter hohem Drucke chemische Reactionen eintreten, ist ebenfalls von Wichtigkeit. Sie sind ohne Zweifel überall auch bei der Faltung und Zusammenpressung der Gesteine durch den mechanischen Druck eingeleitet oder dadurch unterstützt worden und mögen ganz besonders, überall im unmittelbaren Gefolge der Faltung auftretend, die damit eingetretenen Bruch-

[1]) l. c. pag. 4.

[2]) Bullet. de l'Acad. royale Belge 1880. 2. Ser. XLIV. pag. 323.

wirkungen unsichtbar gemacht oder wenigstens so ausgeheilt haben, dass sie nur schwer zu erkennen sind.

Zu ähnlichem Schlusse kam auch STAPF[1]) in theoretischen Betrachtungen über die Mechanik der Schichtenfaltungen. Auch nach ihm darf für den Faltungsprocess starrer Schichten durch Seitenschub keine eigentliche Plasticität derselben vorausgesetzt werden; der Faltungsvorgang ist vielmehr mit Zermalmung des Gesteines verknüpft, dessen Scherben und Pulver aber nachmals verkittet werden, und zwar vornehmlich auf nassem Wege.

Auch BRÖGGER scheint in Folge seiner Untersuchungen im Silurgebiete von Christiania mehr zu der Ansicht gekommen zu sein, dass, trotzdem die Schichten an einzelnen Stellen so gestaut erscheinen, als ob sie ein weicher Thonbrei gewesen wären, sie dennoch nicht wirklich molecular-plastisch waren, als sie sich falteten, sondern nur ein scheinbar plastisches Verhalten vorlag, derart dass die festeren Gesteine einer bis ins Kleinste gehenden Zermalmung unterlagen und auch die verquetschten Schichten nicht im molecular plastischen Zustande auswichen, sondern nur durch die reibende und gleitende Bewegung der gepressten und gestreckten Massen bis zu den kleinsten Partikelchen aufgerieben wurden.

In der That lassen alle die Erscheinungen, die ganz besonders der Ausdruck eines gewissermaassen plastischen Verhaltens der Gesteine sind: Streckungserscheinungen, z. B. langgezogene Belemniten, plattgedrückte Ammoniten, gestreckte Geschiebe, Biegungen von Krystallen u. dergl. in den Gesteinen, die Schieferung oder sogen. Clivage, die zur Schichtung transversal gestellt ist, doch in ihrer Begleitung, wenn auch manchmal erst in mikroskopischer Kleinheit zahllose kleine Brüche, Gleitflächen, Verschiebungen wahrnehmen, die auf eine Umformung durch Ueberschreitung der Elasticitätsgrenze an unendlich vielen Stellen, also doch mit Bruch hinweisen.

Freilich ist die stets mit der mechanischen Umformung innig verbundene Mineralneubildung in vielen Fällen die Ursache, dass jene winzigen Discontinuitäten wieder ausheilen und der Eindruck vollkommen bruchloser Faltung in den Gesteinen erhalten wird. Werden doch auch auf die mechanische Einwirkung die sogen. metamorphischen Umwandlungsvorgänge, die Contactmetamorphose, zurückgeführt, wie in dem Artikel: Metamorphismus nachzusehen ist. BALTZER[2]) hat das Verdienst, das merkwürdige Ineinandergreifen von Gneiss und Kalk in den Alpen, wofür bisher eine befriedigende Erklärung fehlte, als das Resultat der gebirgsbildenden Gesteinsfaltungen sicher nachgewiesen und gleichzeitig auf die dadurch bedingten metamorphischen Processe aufmerksam gemacht zu haben.

Auch J. LEHMANN,[3]) der eingehende Untersuchungen über die Umformungs- und Faltungserscheinungen an den sächsischen Granuliten angestellt hat, kommt in einer allerdings nur vorläufigen Mittheilung über die Resultate seiner auf ausgedehnter mikroskopischer Durchforschung jener und vieler anderer Gesteine basirten Studien zu dem Schlusse, dass das plastische Verhalten der Gesteine bei ihrer Faltung doch nur ein scheinbares gewesen, dass man dabei keinesweges an einen vorübergehend weichen Zustand der Gesteine zu denken habe, sondern dass sie während der Umformung ebenso fest und starr waren, wie sie uns jetzt er-

[1]) N. Jahrb. f. Min. 1879. pag. 292 u. 792.

[2]) Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner Oberland, mit Atlas und Karte. 20. Lief. der Beiträge zur geol. Karte der Schweiz.

[3]) Sitzungsber. der niederrhein. Ges. für Natur- und Heilkunde. XXXVI. 1879. pag. 331.

scheinen. Eine wenn auch im Kleinsten sich vollziehende wirkliche Lockerung und Zerreissung hat in allen Fällen stattgefunden, und nur die gleichzeitig durch den Druck hervorgerufenen stofflichen Umänderungen und Neubildungen lassen es später so erscheinen, als ob eine bruchlose Umformung im Sinne HEIM's sich vollzogen hätte.

Aber dahin wird man die etwas abweichenden Ansichten über den Zustand der Gesteine bei ihrer Faltung doch zusammenfassen dürfen: Die Faltung wurde ermöglicht durch ein gewissermaassen plastisches Verhalten der starren Gesteinsschichten.

Welches war aber nun die Kraft, welche die gewaltigen Faltenbiegungen der Gebirgsschichten bewirkte und wodurch wurde diese Kraft erregt?

Es giebt überhaupt nur 3 Möglichkeiten, um eine ebene flache Schicht zu biegen: eine hebende Kraft kann von unten nach oben gegen dieselbe wirken und so die Schicht zum Gewölbe umbilden: Erhebungstheorie; eine beiderseitig unterstützte Schicht, die in der Mitte der Unterlage beraubt wird, sinkt ein und bildet eine Mulde: Einsenkungstheorie; oder eine Schicht wird von einer Seite gegen ein Hinderniss oder gleichzeitig von beiden Seiten zusammengeschoben: Theorie des Horizontalschubes oder der tangentialen Pressung.[1]

Es wurden schon im Vorhergehenden Beispiele angedeutet, bei denen erhebende, radial aus dem Inneren der Erde nach der Oberfläche gerichtete Bewegungen vorkommen können, sowie ebenso solche, die in der That das Vorhandensein von Dislocationen durch Einsenkung documentiren. Aber beide Arten haben nur locale Bedeutung oder die Tektonik der Stellen ist eine gänzlich abweichende von der in den Faltengebirgen. Dass im Grossen die Theorie der Hebungen ebensowenig wie die der Senkungen die Erscheinungen der Faltengebirge zu erklären vermag, das folgt in erster Linie aus dem Bau dieser Gebirge selbst.

Eine Erhebung der Schichtencomplexe von unten würde die Ausbildung eines einzigen grossen Sattels erfordern, dem alle anderen Biegungen nur als untergeordnete Details sich einfügten. Zu der Achse der Erhebung müssten nothwendig die gehobenen Schichten eine beiderseitig symmetrische Stellung zeigen. Kettengebirge, die aus einer einzigen Schichtenwölbung, einer einzigen Falte bestehen, sind ebenso wenig bekannt wie solche, die einen symmetrischen Bau besitzen.

Es wurde schon vorher für den Jura angegeben, dessen Tektonik genauer als die eines anderen Gebirges bekannt ist, dass in ihm im Ganzen ungefähr 160 Falten nachzuweisen sind. In der Querrichtung, dort wo das Gebirge seine Hauptentwicklung hat, liegen 10—12 Parallelfalten hintereinander. In den Alpen, selbst wenn man nur die kettenbildenden Hauptfalten rechnet, würde in einem Querprofil die Zahl derselben gewiss 20—30 betragen. Und so erscheinen auch alle anderen Kettengebirge aus mehr oder weniger zahlreichen Parallelfalten zusammengesetzt. Dieselben erscheinen als selbständige Falten hintereinander.

Nur bei den Faltungen der grossen Steinkohlenmulden, wo die Hauptmulde aus zahlreichen kleineren, sogen. Specialsätteln und Mulden sich zusammenfügt, könnte füglich daran gedacht werden, dass diese durch eine Einsenkung eines in bestimmter Richtung langgestreckten Areales entstanden seien, wobei die beiden

[1]) Bezügl. der histor. Entwicklung der verschiedenen Theoricen sei auf SUESS, Entstehung der Alpen, Wien 1875, pag. 1, verwiesen.

Hauptflügel der Mulde durch Zusammenschieben in sich die Specialfaltung erlitten haben.

Bei den Kettengebirgen aber mit ihrem regelmässigen Wechsel von unabhängigen Sätteln und Mulden ist an eine Entstehung durch Einsenkung auch dann nicht zu denken, wenn man die Möglichkeit zugeben wollte, dass die Vorbedingungen zu solcher in allgemeinerer und nicht nur localer Ausdehnung in der Erdrinde sich fänden.

Die Annahme einer gewissen Symmetrie im Baue der Kettengebirge fand vornehmlich darin eine Stütze, dass man als Kern derselben alte krystallinische Schiefer und Granite fand, die sogen. Centralmassive, und diesen die active Rolle der erhebenden Kraft zuwies. Aber schon das Fehlen solcher Centralmassiv's in vielen ausgezeichneten Faltengebirgen ist der unwiderlegliche Beweis, dass die Faltung eine von diesen unabhängige Erscheinung ist. Die Alpen, Cevennen, Ural, die östlichen Pyrenäen sind Kettengebirge mit Centralmassiv's, dagegen besitzen der Jura, die rheinischen Schiefergebirge, der Teutoburgerwald, die West-Pyrenäen keine solche.

Schon in dem vorhin angeführten Beispiele des Schwarzwaldes wurde erörtert, (pag. 529) wie das Centralmassiv unabhängig sein müsse von der Aufwärtsbiegung der Schichten. Diese Erfahrung kann nun als eine ganz allgemeine bezeichnet werden. In allen Kettengebirgen hat man erkannt, dass den Centralmassiv's keinesweges eine active, hebende Rolle zugetheilt werden kann, sondern dass sie sich passiv verhalten haben, wie die gefalteten und zusammengeschobenen Schichten.

In der Tiefe hängen die Gesteine der Centralmassive zusammen, ganz ähnlich wie ältere gefaltete Sedimente aus jüngeren Ablagerungen auftauchen, die ihren Rändern aufgelagert sind. Nur oberflächlich sind die Centralmassiv's getrennt durch die zwischen dieselben muldenförmig eingeklemmten jüngeren Gebilde. Nur da, wo die Faltung der jene bedeckenden Formationen eine sehr intensive ist oder wo die Erosion die bedeckenden Falten bis auf den Centralkern zerstört hat, werden sie überhaupt sichtbar.

Kettengebirge mit Centralmassiven sind die intensiver gefalteten Stellen, solche ohne Centralmassive die etwas weniger stark gefalteten Stücke der Erdrinde; oft ist es nicht einmal die Intensität der Faltung, sondern nur das höhere Maass der Verwitterung, das die Verschiedenheit von Kettengebirgen bezüglich eines Centralkernes bedingt.

Ganz besonders aber tritt die Unabhängigkeit der Faltung von einem centralen Kerne in der meist unsymmetrischen Lage dieses selbst zum Gebirge hervor und dort, wo ein solcher fehlt, in der unsymmetrischen, durchaus einseitigen Ausbildung der Kettengebirge überhaupt.

Dana und andere amerikanische Geologen haben die Einseitigkeit der Gebirgsketten schon längst erkannt und ausgesprochen, sowohl, dass die Falten eines solchen Gebirges nicht beiderseits zu einer Mittellinie symmetrische Stellung besitzen, als auch dass die zu beiden Seiten eines Centralmassiv's liegenden Zonen jüngerer Ablagerungen nicht gleichwerthig in Bau und Entwicklung sind.

Suess hat in seiner bahnbrechenden Schrift: »Die Entstehung der Alpen« dann für fast alle einigermaassen bezüglich ihrer geognostischen Structur bekannten Kettengebirge den Beweis geführt, dass sie einen einseitigen Bau aufweisen. Er geht noch einen Schritt weiter. Indem er aus der Tektonik der Faltengebirge den Schluss zieht, dass Bewegungen der Erdrinde im horizontalen

Sinne, also ein Zusammenschub, die Grundlage zur Gestaltung derselben gegeben, leitet er aus besonderen, sich in auffallender Regelmässigkeit wiederholenden Formen der Kettengebirge auch die Richtung her, aus der die faltende Bewegung gekommen. Ganz besonders ist es die Ueberstürzung der äusseren Falten der Kettengebirge nach der Richtung des stauenden Hindernisses, welche recht auffallend erscheint. Tritt doch auch schon in der ganzen Anordnung der Falten die Richtungslinie auf das Bestimmteste hervor, in welcher der Zusammenschub wirkte. In den westlichen Gebirgsketten von Nord-Amerika, der Coast Range und Sierra Nevada ist die Richtung der Bewegung nach Ostnordost, in den parallelen Ketten der atlantischen Seite, den Alleghanies, dagegen nach Nordwest gelegen. In Europa sind die Gebirgszüge kürzer, aber die einseitige Richtung der Bewegung ist dieselbe. In den Pyrenäen deutet sie gegen Nordnordost, im appenninischen Zweige des Alpen-Systems nach Nordost, in den Westalpen nach West, nach Nordwest und dann nach Nord, im Juragebirge nach Nordwest. Deutlich treten die einseitigen Bewegungen in den rheinischen Gebirgen auf, wo vom Taunus und Hundsrück bis zum rheinischen Kohlengebirge und durch die Eifel bis zu den Ardennen und den belgischen Kohlenfeldern hin alle Gebirge als eine ziemlich einseitige Folge nordöstlich streichender Falten angesehen werden können. Das hatten die Arbeiten von Dechen's, Dumont's, Baur's schon mit aller Sicherheit nachgewiesen.

Auch für die gewaltigen Gebirge Central-Asiens hebt Suess die Einseitigkeit des Baues hervor, aber während in Nord-Amerika und Europa die Richtungen des Zusammenschubes vorherrschend nach Norden verweisen, scheinen in Central-Asien die Bewegungen nach Süd oder Südwest zu streben.[1])

Ueberall aber tritt unverkennbar die Thatsache hervor, dass die Kettengebirge durch einen Zusammenschub gefaltete Gebiete der Erdrinde sind, dass nirgendwo eigentliche Verticalbewegung, sondern nur horizontale, tangentiale Bewegung diesen Zusammenschub bewirkt hat.

Eine überaus einfache Betrachtung führt uns nun unmittelbar auf die Ursache dieser tangentialen Bewegung.

Denken wir in irgend einem Kettengebirge die sämmtlichen vorhandenen Falten wieder ausgeebnet und glatt in eine Ebene gelegt, so würden natürlich die Schichtencomplexe einen sehr viel bedeutenderen Oberflächenraum beanspruchen als im gefalteten Zustande. Wir erhalten, wie Heim dieses passend ausdrückt, ein Zu-viel von Erdrinde. Dieser Zustand konnte nur entstehen, indem entweder die Rinde sich ausdehnte oder der Kern der Erde zusammenschrumpfte. Für beide Vorgänge können wir ein Beispiel wählen. Ein mit Papierüberzug bedeckter Globus, dessen Kern aus Gyps besteht, werde äusserlich befeuchtet. Das Papier dehnt sich aus und wirft über den Kern hin Falten. Den anderen Vorgang zeigt uns ein austrocknender Apfel, hier schwindet der Kern und die Schale wird zu gross und runzelt sich zusammen.

Für die Erde haben wir aber keinerlei Anzeichen, dass die Rinde derselben gewachsen sei und kaum erscheint es möglich, eine Erklärung für eine solche Hypothese zu finden. Es muss demnach im Schwinden der Kernmasse der Erde die Ursache der Faltung ihrer Oberfläche liegen. Dafür aber giebt uns die allgemein angenommene Theorie ihrer Entwicklung ohne Weiteres die Erklärung. Die Erde ist ein erkaltender und darum ein sich contrahirender Körper. (Vergl. Artikel: »Der Erdball«.)

---

[1]) Suess, l. c. pag. 144.

Hierbei ist dann freilich ein Umstand von grosser Bedeutung. Ist das Maass der Zusammenschiebung, das wir an genauer bekannten Ketten-Gebirgen aus der Ausglättung ihrer Falten annähernd berechnen können und woraus weiterhin das Maass der Verkürzung des Erdradius durch Contraction sich ergeben wird, das nothwendig war, um jene Schrumpfung zu erzeugen, ist dieses Maass in der That mit unseren theoretischen Annahmen über die Abkühlung der Erde und ihre Contraction in Uebereinstimmung zu bringen?

Das Maass der anzunehmenden Schrumpfung ist allerdings ein überaus bedeutendes. Heim berechnet aus genauen Profilen durch den Jura den Zusammenschub, der dieses Gebirge bildete, auf etwa 5000 Meter. Für die Alpen beträgt er ungefähr 120000 Meter. Das heisst, ein Punkt südlich der Alpen (z. B. die Stelle, wo jetzt Como liegt) und ein Punkt nördlich (z. B. wo jetzt Zürich steht) liegen einander jetzt um 120 Kilometer näher, als zu der Zeit, da die Alpen noch nicht waren. Die Alpenfaltung hat demnach eine Erdrindenzone von dieser Breite verschlungen. Eine Schrumpfung des Erddurchmessers um etwa $\frac{1}{400}$ bis $\frac{1}{300}$ genügte hiernach, um die Erdrinde zur Faltung der Alpen zu zwingen; eine solche um 1 % reicht zur Erklärung sämmtlicher Gebirge der Erde aus.[1])

Gegen diese Berechnung wendet sich Pfaff[2]) vornehmlich mit zwei Gründen. Einmal hebt er das geringe Maass der Contraction saurer Silicate und dann die Langsamkeit der Abkühlung hervor. Daraus kommt er zu dem Schlusse, dass die zur Faltung der Alpen erforderliche Abkühlung einen Zeitraum von mehr als ¾ Billionen Jahren in Anspruch genommen hätte und doch musste dieselbe in der Zeit zwischen Unter- und Mitteltertiär erfolgt sein, also in einem geologisch wenigstens als kurz zu bezeichnenden Intervall.

Ferner glaubt er, dass eine Zusammenschrumpfung durch Contraction gleichmässig die ganze Erdrinde und nicht nur ihre oberflächlichen Theile betreffen müsse. In der Faltung liege aber eine rein peripherische Erscheinung vor.

In einem gewissen Sinne erscheint dieses Letztere allerdings zutreffend und wird auch von Suess ausdrücklich anerkannt. Wie weit aber die Faltung von der Oberfläche in das Innere der Erde hinein zu verfolgen ist, das wissen wir nicht. Nirgendwo ist die untere Grenze gefalteter Systeme wirklich erreicht worden. Da aber die untersten Glieder der uns zugänglichen Schichten der Erdrinde, die krystallinischen Schiefer, die Gneisse und die Granite dem Zusammenschube noch mit unterworfen waren, so darf die untere Grenze jedenfalls erst unterhalb dieser ältesten Erstarrungszone gesucht werden. Eine peripherische Erscheinung bleibt darum die Faltung immerhin. Ihre untere Grenze fällt, und das erscheint in gewissem Sinne bedeutungsvoll, mit dem Anfange der Medianzone zusammen, deren Existenz in unserem Artikel »Der Erdball« als wahrscheinlich aus der Entwicklung der Erde sich ergebend aufgestellt wurde. Das Gebiet der gefalteten Erdrinde liegt also durchweg über der Medianzone. Ist diese noch flüssig, oder war sie in einer nicht allzufernen geologischen Vergangenheit flüssig, denn sie ist jedenfalls der zuletzt erstarrte Theil des Erdinneren, so bot sich darin von selbst die Möglichkeit, dass die über ihr liegenden Rindentheile eine selbständige Faltung in sich durchzumachen vermochten. Die Versuche mit geschmolzenen und erstarrenden Kugeln von Wallrath, wie sie Pfaff anstellte,

---

1) Brögger berechnete den absoluten Zusammenschub in der Nähe von Christiania auf die kurze Strecke zwischen Håkevik und Toie auf 1¼ Kilometer, den relativen Zusammenschub auf ungefähr ⅓, was von einer ganz bedeutenden Stauung zeugt. l. c. pag. 244.

2) l. c. pag. 98.

bieten daher keinerlei Analogie und beweisen mit ihrer faltungslosen Contraction nichts.

Nun kommt noch ein zweiter Umstand hier in Betracht. Die Contraction und also auch das Maass der Erkaltung des eigentlichen Erdkernes und nicht die Contraction der Rinde selbst, die nach unserer Auffassung als von dem Erdkerne vollkommen unabhängig und selbständig erscheint, ist die Ursache der Faltung der peripherischen Rinde. Nach unserer Annahme, wonach über der Medianzone vorzüglich die kieselsäurereichen Gesteine, die Silicate als Erstarrungsrinde liegen, unter der Medianzone die metallischen Zonen (pag. 287), kommt also bei der Faltung jener der ihnen zukommende Contractionscoefficient nicht so sehr in Betracht, als der der letzteren. Dass dieser aber ein weit höherer ist, als der der Silicate, kann als feststehend gelten. Das Maass der Schrumpfung des Kernes berechnet sich demnach hieraus auf einen erheblich höheren Betrag. Gerade weil der Kern bei dem gleichen Maasse des Wärmeverlustes wie die ganze Kugel ungleich mehr contrahirt wird, muss die von ihm durch die Medianzone getrennte Rinde ein grösseres Maass der Faltung erleiden. Dass sie dieselbe beim Nachsinken auch ohne Hinderniss auszuführen vermag, beruht eben in ihrer Beweglichkeit über der Medianzone.

Und nun endlich kommt noch ein dritter Punkt hinzu, der das hohe Maass der Faltung in den einzelnen Erdrindentheilen zu erklären vermag.

Wenn die Summe des durch die Abkühlung und Contraction bedingten Zusammenschubes der Erdrinde ganz gleichmässig über die Oberfläche derselben sich vertheilte, so würde dieselbe ein bestimmtes Maass erreichen für eine bestimmte Zeit. Nehmen wir die oben pag. 542 angeführte Zahl von 120 Kilometer als Maassstab für den Zeitraum der Faltung des Alpengebirges an. Dieselbe vertheilt sich dann auf einen grössten Kreis gleichmässig. Denken wir uns aber durch irgend einen Umstand die ganze eine Hälfte des grössten Kreises von einer solchen Beschaffenheit, dass sie an dem Zusammenschub nicht Theil zu nehmen vermag, davon gänzlich unberührt bleibt, so würde der Zusammenschub, der im Ganzen nothwendig erfolgen muss, auf die eine Hälfte als doppelter Betrag zur Wirkung kommen.

Je mehr daher von den über der Medianzone liegenden Rindentheilen aus dem Bereich der die Schrumpfung compensirenden Zusammenschiebung oder Faltung gezogen werden, ein um so höheres Maass der Faltung müssen die übrigen Rindentheile erleiden, um die Compensirung zu vollenden.

Versuche mit einem aufgeblähten Caoutschucballon, der mit einer nicht elastischen Hülle von erhärteter Gelatine umgeben ist, wie Daubrée sie zu geistreichen Versuchen, um die Faltung der Gebirgsschichten nachzuahmen, anwandte[1]), würden auch hierfür als Belege dienen. Wenn man auf einem Streifen von Caoutschuc einen Gelatineüberzug anbringt und dann den Streifen zusammenschrumpfen lässt, so wirft die Gelatine Falten. Wenn man aber einen Theil des Caoutschucs mit einem Stückchen Pappdeckel unterklebt, so dass dieser Theil nicht an der Contraction theilnimmt, hier auch die Gelatine nicht zum Faltenwerfen kommt, so ist die Einwirkung in dem übrigen Theile der Gelatinezone nur um so auffallender. Es kann daher wohl der folgende Satz für das Maass der zur Compensirung einer gewissen Contraction nothwendigen Zusammenschiebung der Rinde Giltigkeit erhalten: Das Maass der Faltung steigert sich mit der

[1]) Geologie experimentale. I. pag. 386.

Abnahme der an der Faltung theilnehmenden Rindenstücke. Natürlich für die gleiche Zeit und die gleiche Gesammtcontraction des Kernes.

Dass aber zu jeder Zeit gewisse Theile der Erdrinde nicht an dem Zusammenschub sich betheiligt haben, der andere Theile betroffen, ist eine schon längst bekannte Erfahrung. Auch Suess hebt das Vorhandensein solcher Schollen, »Archibolen«, wie er sie genannt hat, hervor und sagt ausdrücklich, »dass ihre Anordnung und Form entscheidend sei für den Verlauf der Falten, welche die Contraction der[1]) zwischen ihnen liegenden, biegsameren Theile der Erdoberfläche erzeugt.« Wir können nun hinzufügen, dass auch die Ausdehnung dieser nicht gefalteten Schollen das Maass der Faltung bedingt.

Die weit ausgedehnten silurischen Gebiete in Russland sind frei von Faltungen, so dass C. v. Buch die Meinung äusserte, es müsse eine grosse Tafel irgend einer Felsart in der Tiefe sich vorgeschoben haben, welche spätere Störungen fernhielt.[2])

Auch die von uns im Vorhergehenden (pag. 525) angeführten Beispiele von Schollenbewegungen ohne Zusammenschub und Faltung, wie sie von v. Richthofen aus dem nördlichen China, von Dutton aus dem westlichen Nordamerika beschrieben werden, zeigen deutlich, dass die Faltung keinesweges gleichzeitig und gleichmässig über die ganze Erdrinde sich ausbreitet, sondern nur gewisse Theile derselben erfasst.

Auch ergab sich aus den angeführten Beispielen, dass nicht immer dieselben Stellen als Faltende im Laufe der Entwicklung der Erdrinde erhalten blieben. Dort wo die älteren, tieferen Formationen starke Faltung zeigen, sind die jüngeren Bildungen nur durch Schollenbewegung ohne Faltung differenzirt.

Nur aus der Kenntniss aller gleichzeitig in nicht zusammenschiebender Schollenbewegung befindlichen Theile der Erdrinde und dem Vergleiche des durch diese eingenommenen Oberflächenareales der Erdrinde mit dem in Faltung begriffenen übrigen würde sich demnach das wirkliche Maass des Zusammenschubes für diese Theile annähernd berechnen lassen. Freilich ist gerade diese Kenntniss noch eine sehr lückenhafte und vor Allem entziehen sich die ganzen grossen Meeresräume einer Beurtheilung bezüglich ihrer Theilnahme an diesen Vorgängen. Dann würde gewiss der theoretisch annehmbare Wärmeverlust der Erde und das daraus sich ergebende Maass der Contraction mit der Intensität des tangentialen Schubes in Einklang gefunden werden.

Welches aber der Grund ist, warum in allen geologischen Perioden wie es scheint, einzelne Theile der Erdrinde nur in auf- und abwärts gerichteter Schollenbewegung sich befinden, andere durch seitliche Pressungen zu Falten zusammengeschoben werden, darüber können wir uns heute noch keine bestimmte Vorstellung machen.

Theoretisch lässt sich eine Erklärung aus der Lage der grossen Spalten herleiten, die die Erdrinde durchsetzen und jedenfalls eine sehr bedeutsame Rolle bei den gebirgsbildenden Processen spielen. Ein solcher Zusammenhang wurde bereits in dem Artikel: Der Erdball, pag. 290 angedeutet und schematisch dargestellt. Physikalisch würde die Theorie des Keiles, in einigen Fällen vielleicht auch die der Schraube, uns die Erklärung dieser Vorgänge bieten können. Auch

[1]) Es müsste hier correcter heissen: die Contraction an den Theilen. Nicht ihre eigene, sondern die Contraction des Kernes unter ihnen ist das Wesentliche.

[2]) Suess, l. c. pag. 157.

die Bewegung der einzelnen Rindentheile würde dann aus den tangentialen Pressungen herzuleiten sein.

Andererseits ist es aber keineswegs ausgeschlossen, dass auch aus dem Inneren der Erde heraus wirkende Vorgänge, die von den Contractionsspannungen in der Rinde direct unabhängig sind, vorzüglich oder doch zum Theile an den auf- und abwärts gerichteten Bewegungen in der Erdrinde betheiligt sind. Die Beantwortung solcher Fragen führt auf noch allzusehr hypothetischen Boden, als dass hier näher darauf eingegangen werden könnte.

Eines der am Besten gekannten und in seinen Formen vielgestaltigsten Kettengebirge sind die Alpen. Sie entsprechen vollkommen dem Schema, das man für den Bau grösserer Kettengebirge aufzustellen vermag.[1] An den Rändern steigen die jüngeren Schichten gegen das Gebirge auf: sie bilden dort einen Isoklinalkamm. Gegen das innere Gebirge weisen sie einen durch Abwitterung entstandenen Steilabfall. Darunter, weiter alpeneinwärts steigen stets ältere Sedimentbildungen aus der Tiefe auf. Die einwärts folgenden, stets höher steigenden Ketten bestehen in ihrer Hauptmasse aus immer älteren Schichten. In der mittleren Zone tritt endlich das krystallinische Grundgebirge, das Centralmassiv, zu Tage. Von Aussen nach Innen folgen also in der Streichrichtung des Gebirges Zonen stets älterer Gesteine. Alle die einzelnen Zonen sind nicht so einfach gebaut, sondern wieder gefaltet und bilden z. Th. durch Faltung wieder zahlreiche Ketten. Zwischen den Gewölben, die aus älteren Gesteinen gebildet sind, liegen fetzenförmig in den Mulden die noch erhaltenen Reste von jüngeren Schichten, die früher jedenfalls in grösserer Ausdehnung vorhanden gewesen sein müssen.

Die äusseren, aus jüngeren Gesteinen bestehenden Zonen bilden die niedrigeren Ketten, nach Innen nehmen die Ketten an Höhe ihrer Culminationspunkte zu. Wenn auch durch Gedrängtheit und Ueberliegen der Falten die Schichten gegen das Gebirge einfallen und bald hoch ansteigen, bald tief untertauchen, im Ganzen steigen die Formationen doch gebirgseinwärts empor.

Die in der centralen Zone der Alpen auftauchenden krystallinischen Schiefer zeigen in der nördlichen Centralreihe gewöhnlich Fächerstellung ihrer Schichten (Mont Blanc, Finsteraarhorn, Gotthard). Die südlicheren sind einfacher gebaut, nicht selten regelmässige Sattelbildungen, wie im Jura, nur viel gewaltiger (Adulagebirge, Simplon).

So gewinnen wir denn in dem ganzen Gebäude eines solchen Kettengebirges den Eindruck, dass der Process der Faltung ein langsam und stetig fortschreitender gewesen sein muss, dass er lange andauernd und wiederholt thätig war, und an alte gebildete Falten sich wieder neue jüngere anzuschaaren vermögen.

Aus dem genauen Studium der Verhältnisse der Alpen, der Vertheilung der Formationen an ihren Abhängen geht hervor, dass die äussersten Alpenketten sich erst nach-miocän, die weiter einwärts gelegenen jedenfalls schon vor-miocän, die innersten vielleicht schon zur Eocän- oder Kreidezeit zu falten begonnen haben. Ob aber damals der Kern des Centralmassiv's nicht schon eine ältere Faltung besass, ist nicht zu entscheiden. Jedenfalls waren die innersten Falten die ersten und schon um einen ganz erheblichen Betrag älter, als die Faltung der äusseren Schichten.

Ob die Faltung in der Jetztzeit noch fortdauert, das lässt sich direct ebenso wenig entscheiden. Es ist nach der Geschichte der Vergangenheit kaum zweifel-

[1] Heim, l. c. pag. 204.

haft, dass dieselben Processe auch in der Gegenwart sich abspielen. In den Erdbeben sehen wir z. Th. die Aeusserungen der noch heute in den Gebirgen sich vollziehenden Bewegungen. (Vergl. Art. Erdbeben, pag. 363). Die zahlreichen Erderschütterungen in den Alpen lassen sogar eine gewisse Intensität der gebirgsbildenden Bewegungen voraussetzen.

Eine besondere Art der Gebirgsbildung mag hier anhangsweise noch erwähnt werden, welche neuerdings amerikanische Geologen für gewisse Kuppengebirge nachweisen zu können glauben, die nicht zu Accumulationsgebirgen zu rechnen sind, sondern im eigentlichen Sinne als Erhebungs- oder vielleicht richtiger als Protrusionsgebirge zu bezeichnen sein würden. Gilbert[1]) hat dieselben in seinem Report über die Geologie der Henry Mountains, im südlichen Utah, am rechten Ufer des Colorado zwischen dessen Zuflüssen Dirty Devil und Escalante gelegen, eingehend beschrieben.

Der Charakter dieser, aus eigenthümlich kuppenförmigen Bergen bestehenden Gruppe ist der, dass verschiedenartige sedimentäre Straten zu rund umlaufenden, kuppelartigen Gewölben emporgehoben sind, unter welchen durch die theilweise oder gänzliche Erosion dieses gewölbten Mantels von Sedimentschichten ein aus jüngeren Eruptivgesteinen, aus Trachyten gebildeter domförmiger Kern auftaucht, der als die hebende Ursache der Aufwölbung jener Schichten angesehen wird.

Die eruptiven Gesteine, aus der Tiefe emporsteigend, statt an die Oberfläche der Erde durchzubrechen und hier durch Accumulation einen Kegel zu bilden, machten in einem tieferen Niveau unter einer Schichtendecke Halt, drangen zwischen die Straten ein und schafften sich hier zur Anhäufung eines Kegels Raum, indem sie die oberen Schichten emporhoben. Sie bildeten hier nach ihrer Erstarrung also eine unterirdische Gesteinskuppe, gewissermassen eine Gesteinscisterne. Daher giebt Gilbert diesen Bildungen den Namen: Laccolit (λάκκος = Cisterne). Es ist klar, dass die Intrusion eines solchen Laccoliten an der Oberfläche eine Aufwölbung hervorrufen muss, die im Verhältnisse steht zu den Dimensionen der unterirdischen Kuppe und ebenso, dass, wo die aufliegenden Schichten in horizontaler Lage sich befanden, sie nun über dem Laccolit selbst bis zum Aufbersten emporgewölbt werden müssen.

Mit den Laccoliten sind auch unterirdische, schichtenförmig gebildete Intrusionen der Eruptivgesteine und gangförmige Apophysen in die umgebenden Gesteine verbunden.

Die Vertheilung der Laccolite ist eine ebenso unregelmässige, wie die der vulkanischen Kegel in manchen Gebieten. Es kommen Gewölbe vor, in denen nur ein Laccolit den Kern bildet, aber auch solche mit zwei oder gar drei Laccoliten. Einige sind zwischen die Schichten der Kreideformation, andere zwischen die des Jura und der Trias, endlich andere auch zwischen die Schichten der Steinkohlenformation intrudirt.

Wegen der eingehenden Erörterung der Bildungsbedingungen dieser Laccolite muss auf die Abhandlung selbst verwiesen werden. Der Verfasser führt noch eine Reihe weiterer Berggruppen an, unter denen er ähnliche Bildungen vermuthet.

Dass dieselben, wenn auch vielleicht nicht in dem gleichen Maasse, wie in jenen Gebieten, doch auch gewisse Analoga in unseren europäischen Gebirgen finden, das wurde schon an anderer Stelle (Artikel Gänge, pag. 496) hervorgehoben und dafür Beispiele angeführt.

[1]) G. M. Gilbert, Report on the Geology of the Henry Mountains, Washington 1877.

Was aber nun den Gebirgsbau im Ganzen noch mehr complicirt, das ist das Zusammenwirken der verschiedenen Arten der Gebirgsbildung in einem und demselben Gebirge. Schon im Vorhergehenden wurde mehrfach angeführt, dass mit der Faltung der Schichten auch eine verticale Auf- und Abwärtsbewegung verbunden gewesen sei.

In manchen Gebirgen finden wir in verschiedenen Theilen gleichzeitig die eine oder die andere dieser Bewegungen vorherrschend, in denselben Theilen nach einander zu verschiedenen Zeiten in Wirksamkeit. Mit den durch Faltung emporgewölbten Stücken und in den Thälern zwischen den Gewölben brechen Eruptivgesteine hervor, bilden dort ihre Aufschüttungskegel, legen ihre Ströme als fremde Glieder in diesen Gebirgen nieder, durchqueren als mehr oder weniger mächtige Gänge die gefalteten Schichten und nehmen so an der Gesammtgestaltung der Gebirge Theil.

So wird denn aus jedem Gebirgsbaue endlich ein vielgestaltiges Ganzes, das uns als einheitlich und gewissermaassen aus einem Stücke geformt scheint, das aber aus der Folge und dem Zusammenwirken lang andauernder, im Einzelnen verschiedener und oft von einander unabhangiger Processe hervorgegangen ist. Und einen sehr wesentlichen, bisher nur andeutungsweise besprochenen Einfluss auf die äussere Gestaltung haben dazu auch noch die zerstörenden Wirkungen der Verwitterung, der Erosion ausgeübt.

Denn wenn wir auch im Vorhergehenden vielfach einen auch heute noch sichtbaren Zusammenhang in der Gliederung der Gebirge und ihrer äusseren Formen mit den Vorgängen erkennen und nachzuweisen vermochten, die den eigentlichen Kern der Gebirge, ihre innere Tektonik erzeugten, so haben wir doch auch schon Beispiele für den Satz gefunden: dass die orographische Gliederung von der Tektonik z. Th. ganz unabhängig und die Folge selbständiger zerstörender Processe ist.

Betrachten wir ein durch centrale Aufschüttung gebildetes Gebirge, wie den Mont Dore, ein durch blosse Disjunction einzelner Schollen entstandenes Gebirge, wie die Hochplateau's von Utah oder ein Kettengebirge, wie die Alpen, überall finden wir nur noch die Reste eines einst vollkommenen Baues, nur in Ruinen sehen wir die alten ursprünglichen Gestaltungsformen durchschimmern.

Dass aber die Zerstörung, vornehmlich durch die Wirkungen des Wassers geführt, je nach der alten Gestaltungsform, besondere von dieser abhängige Wege einschlägt, ist natürlich.

Die radial zum Centrum des Mont Dore Gebirges verlaufenden Thäler, die tief in das Gebirge eingeschnitten sind, haben mit dem ursprünglichen Kegelbaue nichts gemein, waren in demselben keineswegs ihrer Lage nach vorgebildet. Aber dass sie radial der Achse des Gebirgsbaues zustreben, ist eben doch nur bei einem centralen Baue denkbar. Parallelität der Thäler, wenn auch in einem Gebirge zu verschiedenen sich kreuzenden Systemen geordnet, charakterisirt die alten disjunctiven Gebirge und die Kettengebirge; eine überwiegende Rolle spielen die Längs- und Querthäler bei den letzteren, und doch sind auch diese nur in ihrer allgemeinen Anlage abhängig von dem Gebirgsbaue, keinesweges immer durch Mulden oder Querspalten bedingt und wenn auch einmal dieses, dann doch in ihrer grössten Austiefung und eigentlichen Modellirung lediglich Folge der Erosion.

Wo uns die innere Tektonik einen mehrere 1000 Meter hohen Rücken erwarten lässt, finden wir ein tiefes Thal, dort wo die Schichten zu einer Mulde zusammenrücken, liegt eine Wasserscheide, ein Gebirgskamm. Allem Faltenbau

und aller Streichrichtung der Schichten zum Trotze sind zwischen Querthalern Querkämme stehen geblieben, quer aus mehreren Falten herausgeschnitten und auch die Querthäler fallen nicht mit tektonischen Gebirgsrissen zusammen. Die normalen Gebirgsketten sind von zahlreichen Breschen durchbrochen, von Querthälern schief und quer durchschnitten, völlig zerhackt. Oft steht nur noch die Flanke eines Gewölbes; nur in einzelnen unzusammenhängenden Fetzen sind zwischen den Thalfurchen einst zusammenhängende, mächtige Schichtencomplexe übrig geblieben.

»Aus einförmigen, massigen Gebirgskörpern haben Verwitterung und Erosion die herrlichen, mit reichen schwungvollen Linien gezeichneten, bald erdrückend gewaltigen, bald schlanken schmalen, von schaurig tiefen Thälern umgebenen und vielgliederigen Gestalten herausgeschält, deren unvergleichliche Mannigfaltigkeit und Schönheit kein Künstler im Bilde wiederzugeben vermag.[1])

Und so verändern sich die Gestalten der Gebirge noch fortwährend und wir haben überall den Zerstörungsprocess mehr oder weniger intensiv vor Augen. Von den Bächen und Flüssen wird der Schutt aus den Gebirgen abwärts geführt, in den Thälern und Ebenen als Sand-, Kies- und Thonablagerungen niedergelegt.

Und doch ist dieser Zerstörungsprocess nicht so schnell wirksam, dass die ganze Geschichte der Menschheit nicht im Stande gewesen wäre, andere als nur locale Veränderungen zu constatiren. Die Höhe der Alpen, die Tiefe ihrer Thäler hat sich nicht so geändert im Laufe von Jahrhunderten, dass dieses auffallend zu bemerken wäre oder eine wesentliche Aenderung in der Gebirgsconfiguration herbeigeführt hätte.

Wird damit das Maass der stattgehabten Erosion, wie sie aus den fehlenden Gliedern und abgewitterten Ruinen der Gebirgsbaue sich ergiebt, welche nach Mächtigkeit und Ausdehnung, nach Stellung und Höhenlage aus dem noch Vorhandenen sicher zu ergänzen sind, verglichen, so giebt dies einen annähernden Begriff von den Zeiträumen, mit denen man in diesen Fällen zu rechnen hat.

Dutton[2]) berechnet die Höhe der durch Abwitterung entfernten Schichten in den Hochplateaus von Utah seit dem Abschlusse der dortigen Eocanperiode annähernd auf 6000 Fuss engl. und ähnliche Zahlen nimmt auch Gilbert an. In einigen Districten steigert sich diese Höhe sogar auf nahezu 12000 Fuss. In den eigentlichen Hochplateaus ist die Denudation am geringsten, weil hier die ungeheuren Decken junger Lavaergüsse sich schützend über die Schichten ausgebreitet haben.

In den Alpen sind die innersten, von der Denudation am starksten erniedrigten, weil ältesten Alpenkämme doch noch die höchsten, die äusseren, weniger denudirten, die niedrigeren. Von dem 4275 Meter hohen Finsteraarhorn sind wenigstens 1000 Meter Sedimente und dazu eine nicht zu bestimmende Hohe von krystallinischen Schiefern abgewittert; auf dem 3239 Meter hohen 15 Kilometer weiter randwärts gelegenen Titlis fehlen etwa 600 Meter Sedimente; der 1920 Meter hohe, um eine 30 Kilometer breite Zone vom Finsteraarhorn randwärts entfernte Niederbauenstock wäre 300 Meter höher, wenn die Denudation ihn nicht erniedrigt hätte; und vom Gipfel des 1223 Meter hohen Rhonen, der um eine 50 Kilometer breite Zone vom Finsteraarhorn getrennt ist, sind nur wenige Schichten abgewittert. Wenn daher auch an jeder Stelle das hohe und nach dem Inneren des Gebirges zunehmende Maass der Denudation hieraus her-

[1]) Heim, Die Gebirge. pag. 24.

[2]) l. c. pag. 23.

vorgeht, so zeigt sich auch andererseits, dass die allgemeine Höhe der Culminationspunkte mehr von der Hebung durch die Faltung als durch die Verwitterung bedingt ist.

Ein Bild der ungeheuersten Abwitterung geben uns auch die meisterhaften Schilderungen v. Richthofen's über die Erscheinungen der Abrasion im nördlichen China.[1]) Unter Abrasion ist die zu einer der Ebene sich nähernden Fläche ausgeführte Abwitterung, Abhobelung eines hochgebirgigen Landes verstanden, die von der über einen ganzen Continent allmählich fortschreitenden Brandung des Meeres ausgeführt wird. In dem Artikel »Meer« wird näher darauf eingegangen.

Die eigentlichen inneren Zusammenfaltungen der ältesten Formationen waren vor der Sinischen Periode schon vollendet und das Grundgerüst im geologischen Bau des nördlichen China bestand fertig gebildet und hat Umgestaltungen in seinem eigentlichen Wesen nicht mehr erlitten.

Die erste Abrasion, die auf die Zusammenfaltung folgte, räumte ganze Zonen von Glimmerschiefern und krystallinischen Kalksteinen, Quarziten, Sandsteinen schwarze Quarzite und Hornblendeschiefer, die groben Conglomerate und Quarzite und die grünen Schiefer der Wutai-Schichten in ganzen Gebieten hinweg und griff auch die Grundlage derselben, den Urgneiss an. Ueber diese ganze Abrasionsfläche, in der nur die Quarzite z. Th. in Klippen aufragten, haben die sinischen Schichten ihre horizontale ungestörte Ablagerung genommen.

Dieser ersten Phase der Abrasion folgten weitere nach. Die dadurch gebildeten Formen kann man als Abrasionsplateaus bezeichnen im Gegensatz zu Schichtungsplateaus oder eigentlichen Tafelländern (pag. 525).

Auch die Gebirge der silurischen, devonischen und carbonischen Systeme, welche von den belgischen Steinkohlenablagerungen bei Dinant und Namur an bis über das ganze rheinische Schiefergebirge hinaus nach Osten greifen, sind durch Abrasion zu dem plateauartigen Lande geworden. Ueber der Steinkohlenformation an der Maass sind die angeführten Schichtmassen in einer Höhe von 5 bis 6000 Meter hinweggehobelt worden, wie aus der Mächtigkeit jener Systeme geschlossen werden muss.

Wo jetzt eine von Erosionsthälern durchschnittene Terrasse, meist in Meereshöhen von 400 bis 500 Metern, ein Areal von beinahe tausend Quadratmeilen einnimmt, nur in einzelnen Theilen der Ardennen, der Eifel, des Hundsrück, des Westerwaldes und des Taunus von sanft gewölbten Rücken um weitere 3—400 Meter überragt wird, da muss in einer früheren Festlandsperiode ein bedeutendes, in vielen parallelen Rücken aufragendes hohes Faltungsgebirge bestanden haben. Seine nicht mehr erhaltenen Thalsohlen lagen wahrscheinlich in höherem Niveau als die gegenwärtige Oberfläche.[2])

So vermag die Abrasion die vollkommenste Einförmigkeit der Gebirgsplastik dort zu schaffen, wo der innere Bau in seiner alten Anlage eine überaus gliederreiche Reliefgestaltung vorbildete.

Sie ist das beste Beispiel, in welchem Maasse die Zerstörung die Gebirgsbaue ergreift und ihre Bildungsformen verwischt.

Aus allen angeführten Beispielen folgen aber für die Gesammtbildungsvorgänge der Gebirge mit Nothwendigkeit Zeiträume, die fast über das Maass menschlicher Fassbarkeit hinausgehen.

[1]) l. c. pag. 710.

[2]) v. Richthofen, l. c. pag. 777.

Nicht minder ergeben sich auch für die Zeiträume, welche die Entstehung grosser Accumulationsgebirge erforderte, ungeheure Zahlen. Als Durchschnittswerth z. B. für das Alter des Aetna kann die Zahl von 50000 Jahren gelten, die jedenfalls eher hinter der Wirklichkeit zurückbleibt, als übertrieben hoch genommen ist.[1])

Freilich erscheinen diese Zahlen gegenüber denen, die wir für die Bildungsdauer der Kettengebirge uns vorstellen müssen, dann noch klein und unbedeutend.

Die Erfahrung, die wir aus dem Vorhergehenden gewonnen, dass die Gebirge das Resultat verschiedener, nacheinander durch lange Zeitperioden hindurch wirksamer Kräfte sind, lässt sich auch in dem Satze ausdrücken: **Die Bildung eines jeden Gebirges ist nicht ein einzelner Vorgang in der Geschichte der Erde, sondern eine Phase ihres Entwicklungsganges.**

Literatur: HEIM, ALB. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung 2 Bände mit Atlas, Basel 1878. Derselbe: Ueber die Stauung und Faltung der Erdrinde. Basel 1878. Derselbe: Ueber die Verwitterung im Gebirge, Basel 1879 und: Die Gebirge (Vortrag) Basel 1881. HÖRNES, R., Die Veränderungen der Gebirge und ihre Beobachtung. Zeitschr. des Touristen-Clubs. Wien 1880. NAUMANN, C. F., Lehrbuch der Geognosie. Bd. I. pag. 305—380. PFAFF F. Der Mechanismus der Gebirgsbildung. Heidelberg 1880. SUESS, E. Die Entstehung der Alpen. Wien 1875. STAPF, F. M. Zur Mechanik der Schichtenfaltungen. N. Jahrb. f. Min. 1879, pag. 292 und 792, 1881 I. pag. 185. TOULA Fr., Ueber den Bau und die Entstehung der Gebirge. Wien 1877.

[1]) SARTORIUS-LASAULX, Der Aetna. Bd. II. pag. 418.

Verbesserung.

Seite	51	Zeile	14	von	oben	lies	Dunsthülle anstatt Dünsthülle.
„	58	„	5	„	„	„	von anstatt vor.
„	81	„	14	„	unten	„	$\frac{O}{2} \cdot \frac{O'}{0}$ anstatt $\frac{O}{2} \cdot \frac{O}{2}$.
„	94	„	2	„	oben	„	61^0 anstatt 60^0.
„	94	„	21	„	„	„	159 anstatt 154.
„	101	„	18	„	„	„	Dognaczka anstatt Dognacz.
„	129	„	14	„	unten	„	dies anstatt die.
„	138	„	8	„	„	„	spätere anstatt sätere.
„	140	„	10	„	oben	„	$2(CaO \cdot CO_2)$ anstatt $2CaO \cdot CO_2$.
„	141	„	11	„	„	„	Waadt anstatt Wallis.
„	146	„	13	„	unten	„	$Al^2O^3 \cdot 3SO^3$ anstatt $Al^2O^3 \cdot SO^3$.
„	146	„	3	„	„	streiche	Fe_2O_3.
„	152	„	12	„	„	lies	derselben anstatt desselben.
„	158	„	17	„	oben	„	machen hinter sichtbar.
„	162	„	16	„	unten	„	sie anstatt dasselbe.
„	193	„	5	„	oben	„	2,5—5 anstatt 2—2,5.
„	219	„	6	„	unten	„	Michelinia anstatt Miclinea.
„	224	„	24	„	oben	„	Cestracionten anstatt Cestraocionten.
„	389	„	10	„	„	„	Querflächen anstatt Längsflächen.
„	398	„	14	„	„	„	Congonhas anstatt Conhongas.
„	399	„	10	„	„	„	Chico anstatt Chica.
„	400	„	3	„	„	„	PbO) anstatt Pb)O.
„	435	„	12	„	„	schreibe	, hinter Menge.
„	438	„	21	„	unten	schreibe	in vor 100.
„	468	„	24	„	„	lies	grosskörnigen und drusigen.
„	494	„	4	„	„	„	Gypskeuper anstatt Gyps, Keuper.

Breslau, Eduard Trewendt's Buchdruckerei (Setzerinnenschule).

